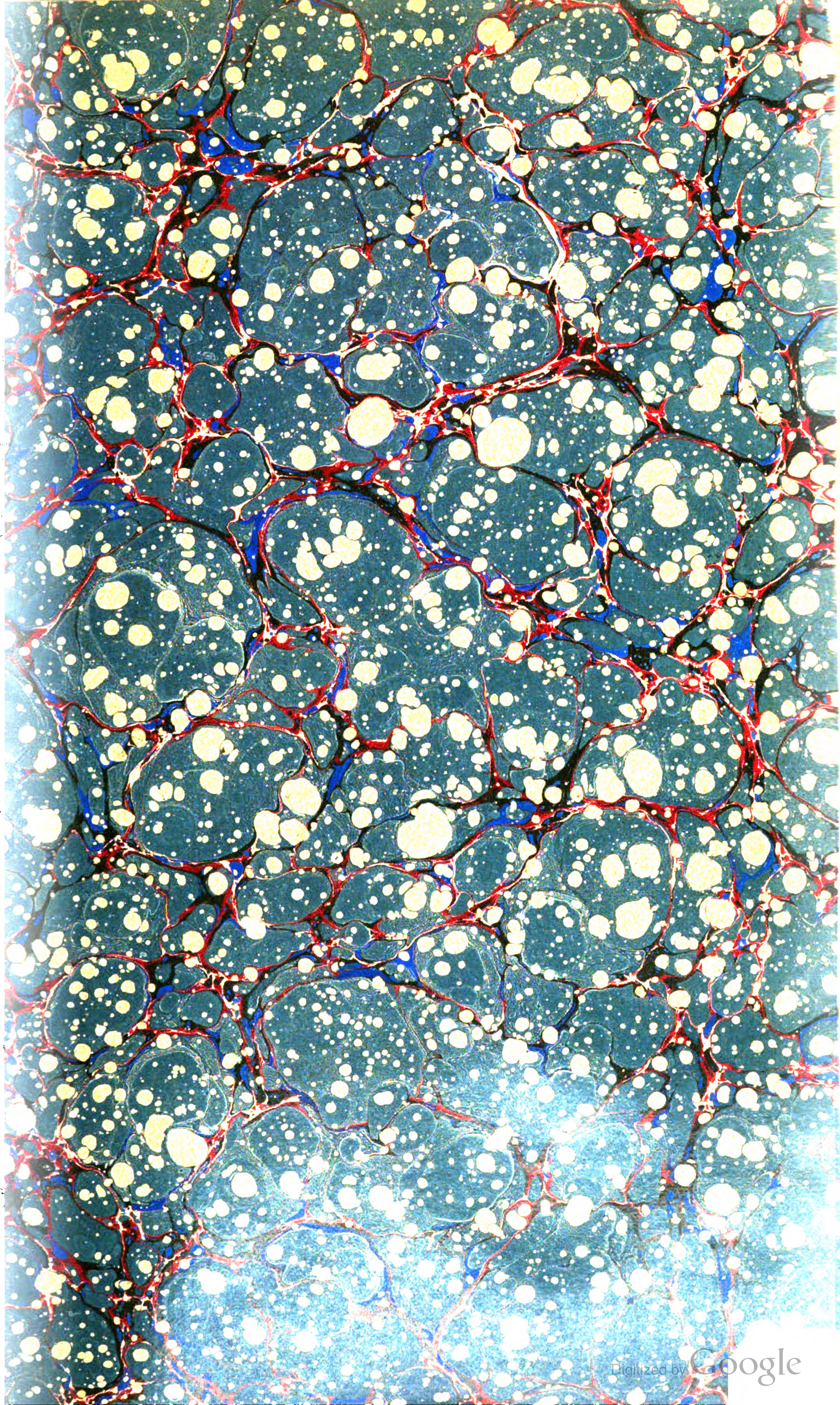

HARVARDIANAE IN NOV ANG
SIGILLVM ACADEMIAE
CHRISTO ET ECCLESIAE
VE RI TAS



JAHRBUCH

DER

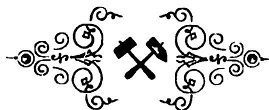
KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



XXXVI. BAND. 1886.

Mit 8 Tafeln.



WIEN, 1886.

ALFRED HÖLDER,

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

Rothenthurmstrasse 15.

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.

Inhalt.

	Seite
Personalstand der k. k. geolog. Reichsanstalt im Jahre 1886	V
Correspondenten der k. k. geolog. Reichsanstalt im Jahre 1886	VII

I. Heft.

Noch ein Beitrag zur neueren Tertiärliteratur. Von Dr. A. Bittner	1
Geologische Uebersicht des Königreiches Serbien. Von J. M. Žujović. Mit einer geologischen Uebersichtskarte (Tafel Nr. I)	71
Die Schichten von Kamyschburun und der Kalkstein von Kertsch in der Krim. Von N. Andrussow	127
Ueber eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen. Von Dr. Victor Uhlig. Mit vier lithographirten Tafeln (Nr. II—V)	141
Ueber die Lagerungs-Verhältnisse der Hierlatz-Schichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Pass Pyhrn bis zum Achensee. Von Georg Geyer	215

II. und III. Heft.

Vulcanische Strandmarken. Von Dr. Johannes Walther	295
Die Gegend zwischen Sabzwâr und Meschhed in Persien. Von A. Houtum Schindler, General im Dienste Sr. Maj. des Schah	303
Spalten und Vulcane. Von Dr. Ferdinand Löwl	315
Bemerkung zu Dr. A. Brezina's Abhandlung: Die Meteoritensammlung des k. k. mineralogischen Hofcabinetes in Wien am 1. Mai 1885	327
Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt. Von C. von John und H. Baron von Foullon	329
Ueber ein neues Liasvorkommen in den Stubaier Alpen. Von Dr. Fritz Frech	355
Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. Von Dr. Hugo Zapałowicz. Mit einer geologischen Uebersichtskarte (Tafel Nr. VI) und einer Profiltafel (Nr. VII)	361

*

IV. Heft.

Seite

Beitrag zur Kenntniss der Fauna des Schlern-Dolomites. Von S. Polifka. Mit einer paläontologischen Tafel (Nr. VIII) 595

Beiträge zur Kenntniss der Erzlagerstätten von Moravica und Dognacska im Banat und Vergleichung derselben mit den schwedischen Eisenerzlagerstätten. Von Hj. Sjögren 607

Studien im polnischen Mittelgebirge. Von Dr. Jos. v. Siemiradzki in Warschau 669

Beiträge zur Geologie von Galizien. (Dritte Folge.) Von Dr. E. Tietze 681

Geologische Notizen aus dem Triestingthale. (Umgebung von Weissenbach an der Triesting in Niederösterreich.) Von Franz Toula 699

Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Central-Alpen. Von Friedrich Teller 715

Ueber Porphyrite aus Tirol. Von Heinrich Baron von Foullon 747

Verzeichniss der Tafeln.

Tafel		Seite
I zu:	J. M. Žujovič: Geologische Uebersicht des Königreiches Serbien .	71
II—V zu:	Dr. Victor Uhlig: Ueber eine Microfauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen	141
VI—VII zu:	Dr. Hugo Zapałowicz: Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen	361
VIII zu:	S. Polifka: Beitrag zur Kenntniss der Fauna des Schlern-Dolomites	595

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Director:

Stur Dionys, C. M. K. A., Membre associé de l'Acad. Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique, Socio corrispondente Regio Istituto Veneto di scienze, lettere et arti, k. k. Oberbergrath, III., Custozzagasse Nr. 9.

Vice-Director:

Stache Guido, Phil. Dr., Commandeur des tunesischen Niscian-Iftkhar-Ordens, k. k. Oberbergrath, III., Strohgasse Nr. 21.

Chefgeologen:

Mojsisovics Edler von Mojsvár Edmund, Jur. U. Dr., Commandeur des montenegrinischen Danilo-Ordens, Officier des k. italienischen Sct. Mauritius- und Lazarus-Ordens, sowie des Ordens der Krone von Italien, C. M. K. A., k. k. Oberbergrath, III., Reisnerstrasse Nr. 51.

Paul Carl Maria, Ritter des k. k. österr. Franz Josef-Ordens, k. k. Bergrath, III., Seidelgasse Nr. 16.

Tietze Emil, Phil. Dr., Ritter des k. portugiesischen Sct. Jacobs-Ordens, Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, III., Ungargasse Nr. 27.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John von Johnesberg Conrad, III., Erdbergerlände Nr. 2.

Geologen:

Vacek Michael, III., Löwengasse Nr. 40.

Bittner Alexander, Phil. Dr., Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, III., Thongasse Nr. 11.

Adjuncten:

Teller Friedrich, III., Geusaugasse Nr. 5.

Foullon Heinrich, Freih. von, III., Rasumoffskygasse Nr. 1.

Praktikanten:

Uhlig Victor, Phil. Dr., Privat-Docent für Paläontologie an der k. k. Universität, III., Parkgasse Nr. 13.

Tausch Leopold von, Phil. Dr., VIII., Josefstädterstrasse Nr. 20.

Camerlander Carl, Freih. von, IV., Schaumburgergasse Nr. 5.

Volontäre:

Böhm August, Phil. Dr., III., Rudolfspital.
Geyer Georg, III., Geologengasse Nr. 5.

Zeichner:

Jahn Eduard, III., Messenhausergasse Nr. 7.

Für die Kanzlei:

Senoner Adolf, Ritter des kais. russ. Stanislaus- und des k. griech. Erlöser-Ordens, Magist. Ch., III., Krieglergasse Nr. 14.
Sänger Johann, k. k. pens. Lieutenant, Bes. d. K. M., III., Hauptstrasse Nr. 2.

Diener:

Erster Amtsdiener: Schreiner Rudolf,
Laborant: Kalunder Franz,
Zweiter Amtsdiener: Palme Franz,
Dritter „ Ulbing Johann,
Heizer: Kohl Johann,
} III., Rasumoffskygasse Nr. 23 und 25.

Portier: Kropitsch Johann, Invaliden-Hofburgwächter, III., Invalidenstrasse Nr. 1.

Correspondenten

der k. k. geologischen Reichsanstalt.

(Fortsetzung des Verzeichnisses im XXXV. Bande des Jahrbuches.)

Brandner Anton, Ellbogen.
Dieffenbach Fried. von, Saybusch.
Fauck Albert, Wien.
Firbas Franz, Schüttenhofen.
Frazer P., Dr., Philadelphia.
Freyn Rudolf, Buchbergsthal.
Goldschmidt Victor, Dr., Wien.
Linner Joseph, Johannesberg.
Micko Albert, Prachatitz.
Onderka Johann, k. k. Bergrath, Přibram.
Palacký Johann, Dr., Prag.

Noch ein Beitrag zur neueren Tertiärliteratur.

Von A. Bittner.

Von den bei der Untersuchung des Tertiärgebietes von Trifail-Sagor in Südsteiermark gemachten Erfahrungen ausgehend habe ich im Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1883, 33. Bd., pag. 131, die für den aufnehmenden Geologen wichtige Frage aufgeworfen, ob man überhaupt vollkommen verlässliche Anhaltspunkte besitze, welche ermöglichen, eine bestimmte Ablagerung mit Sicherheit als sarmatisch bezeichnen zu können. Solche Anhaltspunkte glaubte man nämlich eine zeitlang in der Fauna zu besitzen, welche von Suess und von Fuchs (vergl. Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellschaft 1877, pag. 698) als eine von fremden Meeren her eingewanderte betrachtet worden ist. Bei Durchsicht unserer neueren Tertiärliteratur indessen (seit 1866, in welchem Jahre die Arbeiten von Suess über das Wiener Miocän erschienen) ergab sich das unerwartete Resultat, dass die grosse Mehrzahl der von Suess und Fuchs als bezeichnend und ausschliesslich sarmatisch angesehenen Arten der österreichischen sarmatischen Ablagerungen bereits aus den vorangegangenen marinen Bildungen citirt und angeführt werden. Aus dieser Thatsache glaubte ich unter dem ausdrücklichen Vorbehalte (l. c. pag. 145), dass diese Literaturcitate richtigen und verlässlichen Bestimmungen entsprechen, woran zu zweifeln nicht der mindeste Grund vorliegen konnte, die Folgerung ableiten zu dürfen (pag. 148), dass man in der sarmatischen Fauna thatsächlich gar nichts anderes, als einen zum Theil verkümmerten, zum Theil durch Isolirung und brackische Einflüsse degenerirten oder abgeänderten minimalen Bestandtheil der vorangegangenen normalen miocänen Marinfauna zu erkennen habe, dass also weiterhin jene oben aufgeworfene, speciell den Aufnahmsgeologen interessirende Frage nach den Kennzeichen sarmatischer Schichten, was die Fauna der sarmatischen Schichten anbelangt, in erster Linie verneint werden müsse, da Fälle denkbar seien, in denen einerseits derartige brackische Einlagerungen bereits innerhalb der marinen Schichten auftreten, in denen andererseits aber Lagen mit einigen wenigen der schon früher als nicht typisch sarmatisch angesehenen Arten doch bereits der sarmatischen Stufe zufallen könnten.

Es wurde also bemerkt, dass die Fauna allein in vielen Fällen nicht mit Sicherheit entscheiden könne, sondern dass die Lagerung zum Zwecke einer endgiltigen Entscheidung herbeigezogen werden müsse.

Diesen Ansichten ist Herr Custos Th. Fuchs in einem Referate im Neuen Jahrbuche für Mineralogie. 1883, II, pag. 391, entgegengetreten, welches Referat derart gehalten war, dass eine Erwiederung meinerseits (im Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. 1884, pag. 137) darauf erfolgen musste. Gleichzeitig mit dieser Erwiederung habe ich eine Anzahl anderer Literaturangaben zusammengestellt und veröffentlicht, welche auf die Beziehungen der Faunen der sogenannten beiden Mediterranstufen des Wiener Beckens einiges Licht werfen sollen. Es hat sich nämlich gezeigt, dass eine grosse Anzahl von Arten, welche für die 1. oder ältere Mediterranstufe des Wiener Beckens (Horner Schichten) als bezeichnend gelten, von verschiedenen Autoren auch aus der 2. oder jüngeren Mediterranstufe angeführt wird. Ich habe an die blosse Constatirung dieser der Literatur entnommenen Thatsache keinerlei weitere Vermuthung geknüpft, noch aus diesen Zusammenstellungen Schlüsse über das Verhältniss der Horner Schichten zu den übrigen marinen Miocänablagerungen zu ziehen gesucht, sondern ausdrücklich betont (pag. 145), dass sich das erst dann empfehlen werde, wenn die hier mitgetheilten Daten entweder bestätigt oder berichtigt sein werden, bis dahin aber werde es erlaubt sein, den Horizontbestimmungen, die auf Grundlage des Vorkommens eines oder einiger weniger dieser „bezeichnenden" Leitfossilien gemacht wurden, nicht jenes volle Vertrauen entgegenzubringen, welches sie andernfalls offenbar zu beanspruchen berechtigt wären. Zum Schlusse habe ich (pag. 145) meine Ansichten in den betreffenden Fragen nochmals mit aller Schärfe formulirt und habe besonders hervorgehoben, dass ich es für absolut unzulässig halte, wenn Jemand (in der Art, wie Fuchs es in dem betreffenden Referate gethan) ohne präcise Beweise dafür vorzubringen, nur auf die eigene Autorität gestützt, ganze Reihen von aus der Literatur entnommenen Thatsachen für falsch erklären möchte, einzig und allein aus dem Grunde, weil die aus denselben gezogenen Schlussfolgerungen mit den von ihm vertretenen theoretischen Ansichten zufällig nicht vollkommen übereinstimmen.

Im Neuen Jahrb. f. Mineral. 1884, II, pag. 381 hat nun Fuchs neuerdings darauf hingewiesen, dass eine derartige Literaturbenützung, wie sie von meiner Seite geschehen, einen nur problematischen Werth habe.

Als Replik auf dieses Referat habe ich in Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1885, pag. 33, bemerkt, dass sich Fuchs durch seine Behauptungen vor die Alternative gestellt habe, entweder meine Ausführungen in dieser Frage als richtig anzuerkennen, oder zugeben zu müssen, dass unsere Tertiärliteratur unbrauchbar sei. Gleichzeitig habe ich hervorgehoben, dass Professor Suess, der früher ganz andere Ansichten über die sarmatische Fauna gehabt, nunmehr (Antlitz der Erde, pag. 416), ganz auf dem von mir ebenfalls eingenommenen Standpunkte stehe.

Im Jahrbuche der k. k. geolog. Reichsanstalt 1885, XXXV. Bd., S. 123—150, hat Fuchs endlich in einem längeren Artikel meine diesbezüglichen Ausführungen „wenn auch nur in den Haupttheilen" etwas näher zu beleuchten und zu widerlegen unternommen.

In den folgenden Zeilen soll gezeigt werden, inwieferne ihm dies gelungen ist. Und zwar wird sich der zu behandelnde Stoff am besten in drei Capitel gliedern lassen, ein erstes, welches sich mit der Frage der sarmatischen Fauna befasst; ein zweites, welches die Beziehungen zwischen den Faunen der älteren und der jüngeren Mediterranstufe behandelt; und endlich ein drittes, welches über die Beziehungen der „Grunder Schichten" zur ersten sowohl als zur zweiten Mediterranstufe handeln soll. Dieses Capitel, welches eigentlich einen Theil des 2. Abschnittes bildet, wurde besonders ausgeschieden, um die im 2. Abschnitte behandelten Seiten der Frage nicht allzusehr zu compliciren und die Widerlegung der Fuchs'schen Einwände nicht aus dem gedrängteren Zusammenhange zu bringen.

I.

Bereits im ersten Passus seiner Schrift führt Fuchs an, ich hätte nachzuweisen versucht, dass die Fauna der sarmatischen Stufe nur als ein verarmter Rest der mediterranen Fauna angesehen werden kann. Da Herr Fuchs mit diesem ungenauen Citate einen ganz bestimmten Sinn verbindet, welcher auch weiterhin von ihm festgehalten wird[1]), so verweise ich auf S. 148 meiner erstgenannten Arbeit, nach welcher der Wortlaut und präcise Sinn meiner Behauptung ein anderer ist (vergl. das oben gegebene Citat!). Ich bemerke hier zugleich, dass ich von anderer Seite vollkommen verstanden worden bin, denn Professor Suess sagt in seinem „Antlitz der Erde", pag. 416: „Bittner betrachtet das sarmatische Meer überhaupt nur als mediterranen Rest und die sarmatische Fauna bei Wien nur als einen verkümmerten und durch Isolirung und brackische Einflüsse degenerirten oder abgeänderten minimalen Bestandtheil der vorangegangenen Fauna." Wenn mich Herr Fuchs also hier missverstanden hat, so liegt die Schuld offenbar nicht an mir.

Auch in Bezug auf den zweiten Gegenstand, das Verhältniss der Fauna der 1. zu jener der 2. Mediterranstufe, unterstellt mir Fuchs gleich zu Anfang S. 124, dass ich „mit (allerdings etwas freier) Benützung der Literatur den Nachweis zu erbringen gesucht habe, dass fast alle der sogenannten charakteristischen Arten der ersten Mediterranstufe auch noch in der zweiten Mediterranstufe vorkommen und dass eine sichere Unterscheidung zwischen erster und zweiter Mediterranstufe heutzutage nach der Fauna überhaupt nicht möglich sei." Das Letztere wurde von mir aber keineswegs behauptet, sondern vielmehr aus der Thatsache, dass eine grosse Anzahl der für die 1. Mediterranstufe als bezeichnend geltenden Conchylien auch aus der 2. Mediterranstufe angeführt werde, nur gefolgert, dass Horizontbestimmungen, welche auf Grund einer oder weniger dieser „bezeichnenden" Arten vorgenommen wurden, vorläufig nicht die nöthige Sicherheit

[1]) Herr Fuchs zieht nämlich hier unmittelbar den Schluss und hält daran fest, dass dann alle sarmatischen Arten in der vorangehenden mediterranen Fauna vorkommen müssten und lässt mich sogar diese Behauptung gethan haben, von der ich aber weit entfernt bin, wie aus vielen Stellen meiner Arbeit hervorgeht.

besitzen. Darauf, dass ich bei dieser Gelegenheit die Literatur „etwas frei" benützt haben soll, werde ich später zurückkommen.

Nach dieser Einleitung, welche bereits die Grundlagen der Discussion in ganz willkürlicher Weise verschiebt, spricht Fuchs zunächst über die Rechte und Pflichten der Autoren und betont, dass ein Autor nicht nur Rechte, sondern auch Pflichten habe und dass eine seiner obersten Pflichten darin bestehe, dass er bei seinen Arbeiten alle Hilfsmittel ausnütze, welche ihm zu Gebote stehen, sowie dass er seinen Arbeiten jederzeit jenen Grad von Verlässlichkeit zu geben trachte, welchen die Umstände gestatten.

Dem stimme ich vollkommen bei und betone nur, dass der Autor seinen Arbeiten jederzeit den höchsten Grad von Verlässlichkeit zu geben verpflichtet ist, keineswegs aber den Arbeiten Anderer, und darin liegt der Kern der ganzen Streitfrage.

Kommt der Autor wirklich dieser seiner allerobersten Verpflichtung nach, so darf und muss er auch fordern, dass Andere dieser ihrer obersten Autorenpflicht ebenfalls gerecht werden und dass diese ihren Arbeiten ebenfalls jenen äussersten Grad von Verlässlichkeit geben, welcher für sie erreichbar ist. Darin beruht das Geheimniss gedeihlichen Fortarbeitens mit Zuhilfenahme der Literatur; fiele dieser Grundsatz weg, so müsste jeder von vorne anfangen und die Grundlagen seiner Wissenschaft von Neuem festzustellen suchen. Nach jenem Grundsatze ist auch von jeher von Leuten, denen es mit der Wissenschaft Ernst war, vorgegangen worden.

Wenn also Herr Fuchs nun weiter fragt: „Warum geht denn Herr Bittner nicht in die Sammlung der Reichsanstalt, an welcher er angestellt ist, und sieht sich die fraglichen Stücke an? Warum wendet er sich nicht an die Fachleute, mit denen er täglich zusammenkommt und frägt sie, woher diese oder jene Bestimmung herrühre und ob man sich auf dieselben verlassen könne?", so antworte ich ganz einfach: Weil derselbe annehmen zu können geglaubt hat, dass die von ihm citirten Fachleute, soweit das die sarmatische Frage anbelangt, hinreichend instruirt waren, um bei der Aufnahme anerkannt sarmatischer Arten in ihre Listen mariner Fundorte mit der nöthigen Gewissenhaftigkeit vorgehen zu können, weshalb bei dieser Zusammenstellung vorzugsweise nur auf die Literatur seit 1866 Rücksicht genommen wurde; weil es demselben aber bei der zweiten Angelegenheit einfach nur darum zu thun war, eine Reihe von in den Rahmen der herrschenden Ansichten nicht passender Angaben entweder bestätigt oder ausgemerzt zu sehen; weil derselbe aber in letzter Instanz der Ansicht ist, dass man sich auf die Angaben von Fachleuten, besonders wenn sie principiell wichtige Fragen betreffen, unbedingt verlassen können muss, ohne dass man erst in jedem einzelnen Falle oder mit ganzen Listen von solchen Fällen die betreffenden Fachleute aufzusuchen und denselben die an und für sich beleidigende Frage zu stellen nöthig hat, ob man sich auf ihre Angaben wirklich verlassen könne? Wenn nun Herr Fuchs weiterhin einzelne solcher Fälle namentlich anführt, die gerade den Arbeiten von D. Stur und G. Stache entnommen sind und mich abermals interpellirt, warum ich mich bei diesen Herren nicht erkundigt habe, so bemerke ich abermals, dass

das gar nicht nothwendig war, denn wenn nur gerade diese Angaben vorgelegen wären, so würde ich dieselben ganz und gar nicht als beweisgebend angeführt haben. Denn sie gehören eben in die Kategorie jener Angaben aus der älteren Literatur vor 1866, von deren Urhebern man nicht verlangen kann, dass sie über die von Suess im genannten Jahre erst neu geschaffene Basis unserer Anschauungen über das Wiener Tertiär bereits hinlänglich informirt gewesen sein können, und sie wurden nur deshalb angeführt, weil jüngere Angaben, dieselben Fälle betreffend, vorlagen. So verhält es sich speciell mit zweien dieser drei von Fuchs herausgegriffenen Fälle, mit *Tapes gregaria*, die Stur von Lapugy anführt und mit *Pecten solarium*, welchen Stache von Waitzen citirt. *Cardium cingulatum*, ebenfalls nach Stur von Lapugy angeführt, wurde auf Grund dieser einen älteren Angabe nicht aus der Liste der für die erste Mediterranstufe bezeichnenden Conchylien gestrichen (vergl. Jahrb. 1883, pag. 144), sondern nur als nicht ganz zweifelloses Leitfossil für diese Schichten bezeichnet, und zwar mit gutem Grunde, da diese Art eine der auffallendsten und eine Verwechslung mit anderen, wenn auch nicht absolut ausgeschlossen, so doch nicht wahrscheinlich ist. Alle diese drei Fälle, welche von Fuchs aus der grossen Menge von Daten herausgegriffen wurden, sind also zufällig für die eigentliche Frage vollkommen belanglos.

Fuchs führt ferner (pag. 125) an, dass Stur ausdrücklich erkläre, sein Verzeichniss der Lapugyer Conchylien sei nicht revidirt, sondern er habe dasselbe aus den verschiedensten Quellen ohne weitere Kritik zusammengestellt, um Anderen Gelegenheit zu geben, allenfalls irrige Anführungen zu corrigiren. An der betreffenden Stelle (Jahrb. 1863, XIII, pag. 75, 76) findet man aber die Angabe, dass das Verzeichniss Stur's auf Grundlage der Arbeiten von M. Hörnes und von Neugeboren (welcher wieder nach M. Hörnes bestimmte) verfasst sei, „um die Vergleichung der Fauna von Lapugy mit anderen Localitäten zu ermöglichen, andererseits aber auch, um die Richtigstellung der möglicherweise noch vorhandenen unrichtigen Bestimmungen, die in einem solchen zusammengestellten Verzeichnisse besser ersichtlich werden, zu erzielen“.

Ein aus den verschiedensten Quellen ohne weitere Kritik zusammengestelltes und ein nach den Arbeiten von M. Hörnes und Neugeboren verfasstes Verzeichniss sind aber doch zwei weit verschiedene Dinge und da von Stur ausdrücklich auf die Möglichkeit des Vorhandenseins von Unrichtigkeiten trotz alledem noch hingewiesen wurde, so kann ihn in dieser Hinsicht gewiss nicht der leiseste Vorwurf treffen. Nachdem nun jene Anderen, denen Stur „Gelegenheit geben wollte, allenfalls irrige Angaben seines Verzeichnisses zu corrigiren“, also z. B. M. Hörnes, der sich ja sehr eingehend mit der Fauna von Lapugy beschäftigt hat, diese Angaben, welche jetzt bezweifelt werden, z. B. in unserem Falle jene vom Vorkommen des *Cardium cingulatum* zu Lapugy, weder bestätigt noch dementirt haben, was soll man dann überhaupt von dem Vorkommen des *Cardium cingulatum* zu Lapugy, worüber eine bestimmte Angabe in der Literatur vorliegt, halten? In diesem Sinne und in keinem anderen ist das Vorkommen dieser Art zu Lapugy von mir (Jahrb. 1884, pag. 143) angeführt worden.

Herr Fuchs geht nun (pag. 125) etwas näher auf die von mir angeführten Daten ein. Zunächst gesteht er vor allen Dingen, dass es ihm nicht recht klar ist, zu welchem Zwecke ich die „pseudosarmatischen" Arten von Syracus anführe (wobei ich nur bemerke, dass das auf pag. 145 meiner ersten Arbeit ganz klar ausgesprochen ist), denn — führt Fuchs weiter aus — selbst wenn die pseudosarmatischen Schichten von Syracus echte sarmatische Schichten wären, so wäre ja damit nur erwiesen, dass die Ablagerungen der sarmatischen Stufe eine grössere Ausdehnung besitzen, als man bisher annahm, keineswegs würde jedoch daraus hervorgehen, dass die sarmatischen Arten bereits zur Zeit der marinen Stufe gelebt hätten, denn die fraglichen Schichten liegen ja bei Syracus auf dem Leithakalke und in diesem selbst findet man nichts von den betreffenden Arten, „wenn auch allerdings an der Grenze beider Bildungen eine Mischung der Faunen ersichtlich ist." Nun, wenn eine Mischung der Faunen da ist, so müssen die jüngeren Arten doch wohl bereits zur Zeit gelebt haben, als die älteren Arten noch lebten, es muss also die sarmatische oder pseudosarmatische Fauna von Syracus bereits in der Zeit der vorangehenden mediterranen Marinfauna gelebt haben.

Aber, sagt Fuchs weiter, Bittner weiss, dass die Fossilien bei Syracus nur in Abdrücken vorkamen, dass diese Bestimmungen nur während der Aufnahme *à la vue* gemacht wurden und nicht auf einem genaueren Vergleiche der Stücke beruhten. „Alles dies hätte ihn wohl zu einer gewissen Reserve in Rücksicht auf die Anführung dieser Bestimmungen veranlassen können." Nun abgesehen davon, dass die Reserve unter solchen Umständen Sache des Herrn Fuchs gewesen wäre, habe ich ja die Bestimmungen nicht angezweifelt und es klingt doch merkwürdig, wenn sich Jemand darüber beklagt, dass man seinen Angaben Glauben geschenkt habe.

„Aber noch mehr", führt Fuchs weiter aus, „ich habe die in Rede stehenden Fossilien später mit solchen der sarmatischen Stufe verglichen und hierauf erklärt, dass mir nunmehr ihre Identität nicht sicher zu sein scheint, und dass die fraglichen Ablagerungen von Syracus wohl den Charakter der sarmatischen Stufe zeigen, dass sie aber nicht schlechtweg als sarmatische Ablagerungen bezeichnet werden können."

Ich meinerseits aber habe (vergl. Jahrb. 1883, pag. 145) zunächst betont, dass es meiner Ansicht nach für die vorliegende Frage gar keinen Unterschied bedeute, ob wir bei Syracus wirkliche oder nur etwa pseudosarmatische Bildungen vor uns haben, und später habe ich (pag. 139 des Jahrb. 1884) gesagt, dass ich das Gewicht, welches ich auf die „pseudosarmatischen" Schichten von Syracus lege, so lange darauf legen werde, bis Herr Fuchs (oder sonst Jemand) durch eine eingehende Begründung paläontologischer Natur nachgewiesen haben wird, dass die „pseudosarmatischen" Arten von Syracus mit den von Fuchs ehemals zum Vergleiche herbeigezogenen sarmatischen Arten ganz und gar nichts zu thun haben.

Ich habe aber weder von Herrn Fuchs verlangt, dass er die Bestimmungen der sarmatischen Arten von Syracus berichtigen solle, noch weniger, dass er die Unrichtigkeit seiner ursprünglichen Angaben

für jede einzelne Art ausführlich und eingehend paläontologisch begründen müsse, das bleibt vollkommen seinem freien Ermessen überlassen. Ich habe mich damit begnügt, dass die sarmatischen Schichten von Syracus als pseudosarmatisch erklärt wurden und meine Folgerungen sind dadurch nicht erschüttert worden. Dass die pseudosarmatischen Arten von Syracus mit echt sarmatischen Arten, denen sie ursprünglich verglichen wurden, ganz und gar nichts zu thun hätten, hat ja auch Herr Fuchs nicht behauptet. Sollte aber er oder sonst Jemand das gelegentlich einmal behaupten wollen, dann allerdings müsste man stricte Beweise dafür verlangen! Aber so weit geht ja Herr Fuchs gar nicht, er gibt ja nur an, dass ihm die Identität der Arten von Syracus mit sarmatischen Arten nicht sicher zu sein scheine, dass aber die betreffenden Ablagerungen von Syracus doch den Charakter der sarmatischen Stufe zeigen, also wohl „pseudosarmatisch" sind — und das genügt mir, wie schon erwähnt, vollkommen.

Weiter sagt Fuchs: „Ich habe zuvor die Frage aufgeworfen, warum Herr Bittner in so vielen Fällen, welche ihm bei einiger Ueberlegung verdächtig erscheinen mussten, seine Collegen, von denen diese Angaben herrührten, nicht befragt habe." Sollten vielleicht unter diesen vielen Fällen jene drei oben angeführten gemeint sein? Auch diese wenigen Fälle sind mir trotz ausgiebigster Ueberlegung durchaus nicht verdächtig vorgekommen, ebensowenig als alle übrigen, da sie ausnahmslos von Autoren herrührten, denen man Vertrauen zu schenken berechtigt war, und da ich von meinem Standpunkte aus überhaupt nicht einsehe, warum es von vornherein unmöglich sein soll, dass beispielsweise *Cardium cingulatum* oder *Tapes gregaria* im Tegel von Lapugy vorkomme. Wenn ein oder der andere zweifelhafte Fall angeführt worden ist, so ist derselbe ausdrücklich als solcher bezeichnet worden. Hätte ich wirklich verdächtige Fälle anführen wollen, so wäre kein Mangel daran gewesen, ich habe das aber vorsätzlich vermieden. Alle Ueberlegung, die Fuchs bei Gelegenheit der Anführung dieser „vielen verdächtigen Fälle" fordert, war vollkommen überflüssig, da bei meiner ersten Arbeit (l. c. pag. 145) vorzugsweise nur Autoren berücksichtigt wurden, von denen man annehmen durfte, dass sie über die Bedeutung der sarmatischen Fauna hinreichend aufgeklärt waren, also dementsprechend bei der Aufnahme von anerkannt sarmatischen Arten in ihre Listen mariner Fundorte mit der nöthigen Vorsicht zu Werke gegangen sein werden, bei der zweiten Arbeit aber (l. c. pag. 140, 145) die Angaben überhaupt nur mitgetheilt wurden, um den bei diesen Fragen Betheiligten Gelegenheit zu geben, dieselben entweder zu bestätigen oder zu widerlegen. Alle an die letztcitirte Stelle von Fuchs in den weiteren drei Absätzen pag. 126 geknüpften Unterstellungen fallen somit von selbst hinweg.

Herr Fuchs erlaubt sich sodann die bescheidene Frage, was denn zu geschehen habe, wenn irgend Jemand eine irrige Bestimmung publicirt habe und das betreffende Belegstück nicht vorhanden ist, vielleicht gar nicht gesammelt wurde? Diese Frage bin ich sofort zu beantworten bereit, wenn mir Herr Fuchs zuerst die

Gegenfrage beantwortet haben wird, wie es diesem Jemand möglich sein soll, die von ihm publicirte Bestimmung als irrig zu erkennen, wenn er das betreffende Belegstück nicht besitzt? In diesem Falle ist, wie Fuchs selbst ganz richtig weiter ausführt, eine ausführliche, paläontologische Begründung des Irrthums offenbar gar nicht mehr möglich und diese „irrige“ Bestimmung müsste allerdings in alle Ewigkeit mitgeschleppt werden, da ja nicht einmal mehr entschieden werden kann, ob sie „irrig“ oder ob sie vielleicht doch richtig war. Wenn aber Herr Fuchs hier etwa übereilte und nachträglich anzweifelbare Bestimmungen gemeint haben sollte, so würde sich eben bei einiger Vorsicht manches verhüten lassen.

Es ist ferner niemals von mir behauptet worden, dass es irgend einem beliebigen Autor, also auch Herrn Fuchs, nicht vollkommen freistehe, eine beliebige einzelne Bestimmung ohne nähere Begründung auch wieder zurückzuziehen. Das ist auch jederzeit so gehalten worden. Wenn aber Jemand eine ganze Fauna oder Faunenliste, wie in dem Falle mit Syrakus, angeführt und dieselbe später nicht etwa als unrichtig zurückgezogen, sondern ohne nähere Begründung in anderem Sinne gedeutet hat, so liegt der Fall wieder etwas anders; wenn aber endlich Jemand ganze Reihen von aus der Literatur entnommenen Bestimmungen, darunter auch zahlreiche solche, die nicht von ihm, sondern von anderen Autoren herrühren, in Bausch und Bogen für unrichtig erklären möchte, so wird ihn Niemand von der klar zu Tage liegenden Verpflichtung, einen Beweis für diese seine Behauptungen zu erbringen, zu dispensiren im Stande sein. Darüber braucht weiter kein Wort verloren zu werden, und Alles, was Fuchs auf pag. 126 dagegen sagt, ist vollkommen belanglos.

Die auf pag. 127 von Fuchs beigebrachten interessanten Ausführungen über die sarmatischen oder pseudosarmatischen Schichten Italiens bieten keinerlei Veranlassung zu einer Bemerkung von meiner Seite, es wäre denn die, dass Fuchs auch noch auf die diesbezüglichen Mittheilungen De Stefani's (beispielsweise im Bolletino 1877, VIII, pag. 173; Bollet. 1880, XI, pag. 88) hätte hinweisen können. [1])

[1]) Am erstgenannten Orte macht De Stefani auf interessante faunistische Analogien gewisser halbbrackischer Schichten des toscanischen Pliocän (!) mit den Wiener sarmatischen Schichten aufmerksam. So entspricht:

Mactra donaciformis De Stef. / „ *Pecchiolii Sow.* . . .	der	*Mactra podolica.*
Cerithium nepos De Stef.	dem	*C. rubiginosum.*
„ *turbinatum Bron.*		*C. pictum.*
„ *nodosoplicatum*		*C. nodosoplicatum* (identisch).
Potamides etrusca Mayer		*Cerith. disjunctum.*
Buccinum nov.. spec.		*Bucc. duplicatum.*
Ervilia Bosniaskii De Stef. . . .	der	*Erv. podolica.*

Die Bemerkungen Fuchs' über die Stellung der pseudosarmatischen Schichten Italiens, welche Stellung genau jene ist, die den sarmatischen Schichten selbst zukommt, sind von Wichtigkeit und weise ich auf dieselben ausdrücklich hin gegenüber einer Bemerkung v. Koenen's im Ref. (N. Jahrb. f. M., 1885, II., pag. 34) über Suess „Antlitz der Erde“, 2. Theil, welche Bemerkung leicht zum Ausgangspunkte neuer Missverständnisse und Verwicklungen in diesen Fragen werden könnte. Was den Vergleich der sarmatischen Fauna mit der der Jetztzeit anbelangt, so dürfte sich besonders eine Berücksichtigung dessen, was Fuchs in seiner Arbeit über die Natur

Herr Fuchs kommt sodann (pag. 128) auf die von mir geäusserten Ansichten bezüglich der Vertheilung der Gattungen Trochus, Cardium, Mytilus etc. in den marinen und sarmatischen Ablagerungen zu sprechen und führt an, ich hätte die Vermuthung ausgesprochen, dass man dereinst noch innerhalb der jüngeren Mediterranstufe alle jene eigenthümlichen Trochus-, Cardium- und Mytilus-Arten auffinden werde, welche man gegenwärtig noch für eigenthümliche Arten der älteren Mediterranstufe und der sarmatischen Stufe hält. Auch gegen dieses Citat ist mancherlei einzuwenden: Einmal habe ich bezüglich der sarmatischen Trochusarten (pag. 146) gesagt, dass ich nicht zweifle, man werde in der Lage sein, auch diese Trochus-Arten theilweise vielleicht in marinen Ablagerungen der vorangehenden Stufe nachzuweisen, theilweise vielleicht von marinen Formen dieser Stufe abzuleiten; dasselbe mag wohl auch für die Cardien und andere sarmatische Conchylien gelten. Was aber die Mytilus-Arten der älteren Mediterranstufe anbetrifft, so bin ich weit vorsichtiger gewesen und habe nur die Frage aufgeworfen, ob man denn, weil man keinen Mytilus des grossen Horner und Grunder Typus im inneralpinen Wiener Becken kennt, annehmen solle, es habe in der Zeit der zweiten Mediterranstufe innerhalb der österreichischen Miocängebiete kein Mytilus dieses Typus gelebt? Daran anschliessend habe ich auf analoge Verhältnisse bei einigen anderen Gattungen hingewiesen und daraus geschlossen, dass alle diese Gattungan (Trochus, Mytilus, Mactra, Donax, Tapes, Solen, in gewissem Sinne auch Cardium und Cerithium) durch ihr Fehlen oder spärliches Vertretensein in der zweiten Mediterranstufe darauf hinzuweisen scheinen, dass den Wiener Miocänablagerungen gerade jene — wohl vorzugsweise litoralen — Bildungen [1]) bereits zum grössten Theile abhanden gekommen seien, in denen die angeführten Genera, die mit wenigen Ausnahmen zugleich die herrschenden in den sarmatischen Ablagerungen sind, ihre vorzüglichste Entwicklung zu erreichen pflegen. Diese Deduction, welche, wie jeder unbefangene Leser sich überzeugen kann, durchaus nicht als „wissenschaftlicher Beweis", wie Fuchs pag. 129 behaupten möchte, sondern als ganz simpler Erklärungsversuch hingestellt wurde, ist als solcher gewiss berechtigt, wie denn auch Fuchs dieselbe ganz bestechend findet, allerdings nur bei oberflächlicher Auffassung, während sie ihm bei näherer Betrachtung an grosser Unwahrscheinlichkeit zu leiden scheint. Mir dagegen leuchtet auch heute noch nicht ein, inwieferne Fuchs beweisen will, dass die zahlreichen Korallriffbildungen der marinen Stufe auch zugleich das Vorhandensein der grösstmöglichsten Artenzahl des Genus Trochus bedingen sollen;

---

der sarmatischen Stufe, 1877, pag. 16, sagt, empfehlen: „Wenn Jemand die Absicht hätte, den Charakter der jetzt lebenden Meeresfauna zu bestimmen, so wird er als Beispiel hierfür vielleicht die Meeresfauna der Philippinen oder des Mittelmeeres, gewiss aber niemals die Fauna des schwarzen Meeres wählen und ebenso wird es Niemandem einfallen, die Eigenthümlichkeiten der Miocänfauna aus den sarmatischen Ablagerungen ableiten zu wollen, sondern er wird sich zu diesem Zwecke gewiss an die Mediterranstufe der Wiener Becken und ihre östlichen und südlichen Analoga halten, und zwar, weil die sarmatische Fauna keine normale Marinfauna, sondern eine verkümmerte Fauna ist."

[1]) Vielleicht waren sie in dem beschränkten Raume des inneralpinen Beckens aus localen Gründen auch gar nie vorhanden!

dass ich aber ferner meinerseits die Ansicht von Fuchs, die Armuth an Trochiden sei eine effective und wirkliche, für eine „persönliche Ansicht“ dieses Autors erklärt habe, daran kann ich weder etwas Staunenswerthes, noch sonst etwas, was überhaupt besonderen Aufhebens werth wäre, erkennen. Auch heute noch ist diese Ansicht von Fuchs für mich eine „persönliche Meinung“, der ich übrigens alle Berechtigung zuerkenne, sowie ich die Anerkennung der blossen Berechtigung auch für meine entgegenstehende Meinung fordern darf. Wenn Herr Fuchs sich darauf stützt, dass wir notorisch nur wenige Trochusarten aus der zweiten Mediterranstufe kennen und besitzen, so kann er deshalb doch logischer Weise nicht behaupten und noch weniger beweisen wollen, dass in der zweiten Mediterranstufe nur so viele Trochusarten gelebt haben. Man könnte dann dahin kommen, auch zu behaupten, dass die gesammte Fauna der ersten Mediterranstufe aus den paar Arten der Horner Schichten, die insgesammt Strandbewohner sind, bestanden habe.[1])

Herr Fuchs frägt nun, wieso es denn komme, dass von den zahlreichen sarmatischen Trochusarten nicht eine einzige Art im Pliocän oder im heutigen Mittelmeere vorkomme, was ja doch zu erwarten wäre, wenn die Trochidenfauna der sarmatischen Stufe, wie ich anzunehmen geneigt sei, eigentlich nur die Trochidenfauna der Mediterranstufe ist, welche in dieser Stufe nur durch räthselhafte Umstände noch nicht aufgefunden wurde? Wenn mir Herr Fuchs nachweisen könnte, dass ich diese Annahme wirklich gemacht habe, so würde er ein Recht haben, diese Frage zu stellen; pag. 146 meiner ersten Arbeit aber habe ich gesagt, dass ich glaube, man werde die Trochusarten der sarmatischen Stufe theilweise vielleicht in marinen Ablagerungen der vorangehenden Stufe nachzuweisen, theilweise vielleicht von solchen marinen Formen abzuleiten in die Lage kommen; pag. 149 derselben Arbeit habe ich betont, dass gerade einzelne Trochusarten wahrscheinlich zu jenen Formen gehören, die sich den veränderten Lebensbedingungen am besten zu accommodiren fähig waren und welche in ihrer

[1]) Herr Fuchs flicht hier (pag 129) ein überaus schmeichelhaftes Urtheil über die Methode des modernen Darwinismus und über den Geisteszustand eifriger Darwinianer ein. Ich kann mir nicht versagen, hier ein anderes Urtheil über die Methode der darwinischen Forschung anzuführen, welches sich in den Verhandl. der geolog. Reichsanstalt, 1869, pag. 258 in einem Referate über Waagen's Formenreihe des *Amm. subradiatus*“ findet. Es lautet wörtlich: „Wie man auch über die neuen, in der vorliegenden Arbeit entwickelten Ansichten und Ideen denken mag, eine Thatsache ist jedenfalls auf's Neue constatirt, die man bei der Wichtigkeit des Gegenstandes nicht oft und nicht eindringlich genug wiederholen kann. Sie zeigt, wie unbegründet die von so vielen Seiten aufgetauchte Befürchtung sei, dass die praktische Anwendung der Mutationstheorie zu leichtfertiger, oberflächlicher Beobachtung, zur Bildung chaotischer, polymorpher Formengruppen, mit einem Worte, dass sie zu einer schleuderischen Behandlung des Gegenstandes führen müsse; sie zeigt von Neuem, wie im geraden Gegentheile gerade diese Theorie es sei, welche zur genauesten Beobachtung auffordert, zur Erfassung der feinsten Unterschiede nöthigt, da ja sie es ist, welche auch den kleinsten Unterschieden Sinn gibt, den geringsten Abweichungen Bedeutung verleiht.“ Dieses Urtheil über die Darwin'sche Theorie und ihre Methode rührt von niemand Anderem, als von Herrn Th. Fuchs her. Und eine so ausgezeichnete Theorie, die zu einer so vorzüglichen Methode nöthigt, soll bedenkliche Verwirrungen in den Köpfen der eifrigen Darwinianer anrichten können?

ungewöhnlichen Variabilität die Einflüsse dieser Veränderungen auch am auffallendsten zur Schau tragen; pag. 138 meiner zweiten Arbeit endlich habe ich meiner Ueberzeugung Ausdruck gegeben, dass selbst die grosse Menge eigenthümlicher Trochus-, Phasianella- und Buccinumarten der südrussischen sarmatischen Bildungen sich dereinst auf eine Anzahl von altbekannten Hauptformen zurückführen lassen wird, wie das heute schon für die sarmatischen Cardien, Mactren etc. erwiesen ist. Dass Andrussow seither im Tschokrakkalke der Krim (vergl. Verhandlungen, 1884, pag. 191) fünf Trochusarten nachgewiesen hat, von denen zwei als *Trochus aff. pictus Eichw.* und *Troch. aff. Poppelacki Hörn.*, also als nahe Verwandte zweier der typischesten sarmatischen Trochusarten, angeführt werden, das spricht jedenfalls nicht zu Ungunsten meiner Ansichten!

Die weiteren Consequenzen, die Fuchs pag. 129 aus der oben angeführten Unterstellung zu ziehen sucht, kann ich nach dem, was soeben gesagt wurde, übergehen.

„Wenn ich den Aufsatz Herrn Bittner's recht verstehe und gelegentliche mündliche Aeusserungen von ihm richtig aufgefasst habe, so ist Herr Bittner der Ansicht, dass er keineswegs verpflichtet sei, die Richtigkeit der von ihm angegebenen Daten zu untersuchen, sondern dass dies — meine Aufgabe sei," sagt Herr Fuchs pag. 130 und lehnt diese ihm vermeintlich zugedachte Aufgabe ab. Da hat mich nun Herr Fuchs freilich nicht recht verstanden, was um so mehr zu bedauern ist, als ich mich pag. 145 und 146 meines zweiten Aufsatzes gar so deutlich ausgedrückt zu haben glaubte. Ich bin auch heute noch der Ansicht, dass Herr Fuchs ganz entschieden verpflichtet ist, die von dritter Seite angeführten und von mir citirten Daten auf ihre Richtigkeit zu untersuchen, dann nämlich, wenn er sich gestattet, dieselben für unrichtig zu erklären oder die aus ihnen abgeleiteten Schlüsse anzuzweifeln. Die Richtigkeit der von mir selbst gemachten Bestimmungen und der von mir selbst erhobenen Daten zu untersuchen, dazu ist Herr Fuchs im Allgemeinen nicht verpflichtet, obschon ihm das vollkommen freisteht. Andererseits lehne auch ich die Verpflichtung ab, die Richtigkeit der von ihm angegebenen Daten noch speciell zu untersuchen, und zwar aus dem auch von Fuchs angeführten Grunde, weil ich kein „wissenschaftliches Controlorgan" bin und die Einsetzung solcher (pag. 140 meiner zweiten Arbeit) grundsätzlich perhorrescire. Wir sind also in diesem Punkte, abgesehen von dem Missverständnisse, das Herrn Fuchs ohne mein Verschulden hier passirt ist und dessen Möglichkeit er ja selbst zugibt, vollständig einer und derselben Meinung. Zugleich steht Herr Fuchs hier auf jenem Standpunkte, welchen ich schon oben gegenüber seinen Ausführungen über die Rechte und Pflichten der Autoren als den einzig richtigen erklärt habe. Dass diese beiden Stellen seiner Arbeit einander somit widersprechen, das scheint Herrn Fuchs freilich entgangen zu sein.

Herr Fuchs geht nun zur Beleuchtung einiger der von mir angezogenen Daten über, um daran zu zeigen, mit wie viel oder mit wie wenig Kritik ich von meinem Rechte der Literaturbenützung Gebrauch gemacht habe. Wir wollen ihm auf diesem Wege (pag. 130) folgen:

Buccinum duplicatum Sow. „Soll nach mir (Fuchs) und Karrer in Grund, Niederkreuzstetten und Grinzing, nach Stur in Enzesfeld vorkommen. Was Grund und Niederkreuzstetten anbelangt, so ist von mir (Fuchs) das *Bucc. baccatum* gemeint gewesen, und auch die Angaben Grinzing und Enzesfeld beziehen sich ohne Zweifel auf diese Art. Diese beiden Arten stehen sich nämlich ausserordentlich nahe und wurden anfangs von M. Hörnes zu einer Art zusammengezogen.“

Diese Methode, Literaturangaben zu widerlegen, welche Fuchs hier einschlägt, ist allerdings ausserordentlich einfach und bequem. Aber abgesehen davon, dass Niemand wissen kann, Fuchs meine *Bucc. baccatum*, wenn er *Bucc. duplicatum* schreibt, hat es mit dem Dementi für Grund- und Niederkreuzstetten noch eine andere Bewandtniss. An der angezogenen Stelle (Jahrb. 1870, pag. 127) spricht nämlich Fuchs ganz ausdrücklich vom sarmatischen *Bucc. duplicatum* und erklärt dasselbe geradezu als eine jener Arten, welche die sarmatische Fauna als Erbtheil aus der vorangegangenen Marinfauna überkommen habe, in welcher Marinfauna das sarmatische *Bucc. duplicatum* neben anderen sarmatischen Conchylien z. B. in Grund und Niederkreuzstetten vorkomme.

Der Fundort Grinzing bezieht sich auf jene Brunnengrabung, bei welcher (Jahrb. 1871, pag. 119) eine förmliche marin-sarmatische Mischfauna angetroffen wurde, in welcher neben *Bucc. duplicatum* von sarmatischen Arten *Pleurotoma Doderleini, Rissoa inflata,* die sarmatischen Cerithien und Neritinen neben einer grossen Anzahl mariner Conchylien getroffen wurden, so dass sich auch diese Angabe „ohne Zweifel“ eher auf das sarmatische *Bucc. duplicatum* als auf *B. baccatum* bezieht. Enzesfeld dagegen gehört in die Categorie jener älteren Angaben, welche nur deshalb aufgenommen wurden, weil sie durch neuere bestätigt zu werden schienen. Für meinen Zweck hätten Grund, Niederkreuzstetten und Grinzing vollkommen genügt. [1])

Die von Fuchs vorgenommene Berufung auf die nahe Verwandtschaft der beiden Arten kann zu dem von ihm beabsichtigten Zwecke kaum gelten, da man seit den Untersuchungen von Suess 1866 weiss, was es mit *Bucc. duplicatum* für eine Bewandtniss hat, und da jedem, der sich mit Wiener Tertiärconchylien auch nur vorübergehend zu befassen Gelegenheit hatte, bekannt ist, dass M. Hörnes selbst im 1. Bande seines grossen Werkes, (Nachtrag pag. 669) *Bucc. baccatum* und *Bucc. duplicatum* getrennt hat. Wenn übrigens beide Arten wirklich so nahe verwandt sind, dass man sie kaum anders als nach dem Niveau unterscheiden kann, so habe ich zwar von meinem Standpunkte aus ebenfalls nichts dagegen einzuwenden, wenn man alle

[1]) Uebrigens bin ich heute wieder in der Lage, einige andere Literaturangaben bezüglich des *Bucc. duplicatum* anführen zu können. So kommt dasselbe nach Benoist Act. Soc. L. Bordeaux, XXIX, pag. 380, neben *Bucc. baccatum* in Miocaen von Pont-Pourquey und an anderen Orten vor; nach Fuchs, Sitzungsberichte k. Akad. LXXI, 1875, in den dem Badener Tegel entsprechenden Schichten von Sogliano am Rubicon; nach Fuchs (ebenda pag. 171) im Tortonien (speciell = Grund) von San Marino in Gesellschaft von *Pleurotoma Doderleini* (wie zu Grinzing!); nach Ch. Mayer (Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz XIX, 1883, pag. 51) in der marinen Molasse von St. Gallen. Endlich sei hier noch auf die verwandte oder vicarirende Art hingewiesen, welche De Stefani aus dem toscanischen „Pseudosarmatischen“ anführt.

Exemplare aus marinen Schichten als *Bucc. baccatum* anführt, nur darf man dann der blossen Verschiedenheit des Namens kein übertriebenes Gewicht beilegen.

Buccinum Verneuili Orb. ist offenbar eine jener Arten, welche von mir (pag. 149 meiner ersten Arbeit) als typisch-sarmatische Arten bezeichnet wurden, d. h. als eine der zwar von marinen Formen abstammenden, aber stark abgeänderten Bestandtheile der sarmatischen Fauna. Ueber die nahe Verwandtschaft zu *B. duplicatum,* zu welcher Art *B. Verneuili* von vielen Autoren als Varietät gezogen wird, kann keinerlei Meinungsverschiedenheit bestehen, ihre Abstammung von *B. duplicatum* ist zum mindesten sehr wahrscheinlich; dagegen ist es sehr unwahrscheinlich, dass man diese Form jemals in der vorangehenden marinen Fauna auffinden werde. Was von dieser Art oder Form gilt, gilt ebenso von allen übrigen der aus Südrussland bekannt gewordenen Arten dieser Formengruppe. In diesem Sinne darf *B. Verneuili* und Verwandte zwar noch als eigenthümliche, sogar typisch-sarmatische Form — (das Gegentheil ist von mir nirgends behauptet worden!) — betrachtet werden, keinesfalls hat man aber Ursache, für diese Arten an eine Einwanderung aus entfernten Meeren zu denken. Das ist übrigens, worauf ich Herrn Fuchs noch besonders aufmerksam mache, nichts als eine „persönliche Ansicht" von mir und wohl auch von Anderen.

Cerithium disjunctum Sow. Was hier Fuchs (pag. 131) zur Widerlegung der Angaben über das marine Vorkommen dieser Art anführt, kann doch wohl nicht als solche betrachtet werden. Wenn er gegen die Angabe Stur's, dass *C. disjunctum* zu Lapugy vorkommt, in's Treffen führt, Stur's Verzeichniss sei in Bezug auf einzelne Arten nicht verlässlich, so sieht man wohl kaum ein, warum gerade *C. disjunctum* eine solche unverlässliche Art sein soll und warum gerade diese Art an einer Localität fehlen soll, an welcher nach Neugeboren alle übrigen sarmatischen Cerithien, *pictum*, *rubiginosum, nodosoplicatum, lignitarum* und *Duboisi* vorkommen? Wie Stache zu seiner Angabe gekommen ist, weiss ich nicht, es ist aber doch von vornherein ebenfalls nicht für unmöglich zu erklären, dass diese Angabe richtig sei, um so mehr, als ja Boeckh *Cer. aff. disjunctum* aus den brackischen Schichten mit *Pereiraea Gervaisi* des Bakony anführt. Was endlich das *Cer. disjunctum* von Steinabrunn betrifft, so liegt in der Reichsanstalt nicht ein solches, sondern eine ganze Schachtel voll und zu Steinabrunn kommen ja ebenfalls *Cer. nodosoplicatum, C. Duboisi* und *lignitarum* vor; warum soll das Vorkommen von *C. disjunctum* an dieser Localität für unmöglich zu halten sein? Wäre die Art aus sarmatischen Schichten — die nach Fuchs in geringer Entfernung davon vorkommen, wo? — nur zufällig unter die übrige Fauna von Steinabrunn gerathen, so müssten wohl auch andere sarmatische Arten häufiger in derselben zu finden sein. Entscheiden wird sich das allerdings nur an Ort und Stelle lassen. [1])

[1]) *Cerithium disjunctum Sow.* wird von Manzoni (Sitzungsber. Akad. LX (1), 1869, pag. 495) von Sogliano am Rubicon angeführt. Auch sei auf die nahe verwandte, resp. vicarirende *Potamides etrusca* Mayer aus den „sarmatischen" Schichten Toskanas (De Stefani, Bollet., 1877, pag. 273) verwiesen.

Herr Fuchs muthet mir ferner zu (pag. 131), ich scheine nicht übel geneigt, *C. disjunctum* mit *Cer. plicatum* für identisch zu halten und hätte auf die (vermeintliche) nahe Verwandtschaft der beiden Arten hingewiesen. Wenn ich nun pag. 143 von „nahen Beziehungen" beider Arten geredet habe, so heisst das noch immer nicht „nahe verwandtschaftliche Beziehungen", denn auch eine so grosse Formenähnlichkeit, dass dieselbe sogar Verwechslungen bedingt, kann logischerweise als „nahe Beziehung" aufgefasst werden. Und pag. 136 habe ich ausdrücklich gesagt, dass zu Gaunersdorf, Nexing und an anderen Orten vierreihige Exemplare des *C. disjunctum* häufig vorkommen, welche ganz entschieden sehr grosse Aehnlichkeit mit *Cer. plicatum* haben. Da überdies *C. plicatum* wiederholt, sowohl in älterer als in neuerer Zeit aus sarmatischen Ablagerungen (und zuweilen sogar neben *C. disjunctum*) citirt wird, habe ich es pag. 142 meiner zweiten Arbeit für wünschenswerth und nothwendig bezeichnet, dass durch eine neue Untersuchung aller verwandten Formen (beider Arten natürlich!) über deren Verbreitung Klarheit geschaffen werde. Wenn beispielsweise von Benoist zu Gieux und Pont-Pourquey in Schichten, die wohl nach den herrschenden Ansichten unseren Grunder Ablagerungen ziemlich parallel stehen müssen, mit *Cer. pictum* und *nodosoplicatum* auch *Cer. plicatum;* wenn andererseits in „Grunder Schichten" Ungarns von Boeckh *Cer. aff. disjunctum,* in „Grunder Schichten" Oberitaliens von Manzoni *Cer. disjunctum* neben anderen sarmatischen, resp. bis in's Sarmatische hinaufreichenden Conchylien angegeben wird; wenn Pilar aus sarmatischen Schichten Croatiens *Cerith. plicatum* und *disjunctum* nebeneinander aufführt; wenn Moritz Hoernes, trotzdem er früher selbst aus sarmatischen Schichten *Cer. plicatum* angeführt hat, in seinem grossen Werke *Cerith. plicatum* Hoernes einfach in das Synonymenregister von *C. disjunctum* aufnimmt, ohne im Texte auch nur ein Wort darüber zu verlieren, dass diese Verwechslung mit *Cer. plicatum* wahrscheinlich auf vierreihige Exemplare von *C. disjunctum* zurückzuführen ist; wenn er ferner im Texte überhaupt gar nichts davon erwähnt, dass es auch vierreihige Exemplare von *C. disjunctum* gebe; wenn auch Herrn Fuchs, wie ich mich persönlich zu überzeugen Gelegenheit hatte, die Existenz solcher Exemplare von *C. disjunctum* unbekannt geblieben war; wenn also auf Grund dieses Thatbestandes beständige weitere Verwechslungen dieser beiden Arten oder doch Unsicherheiten in der Deutung derselben in sicherer Aussicht stehen: dann darf man doch wohl in ganz bescheidener Weise den Wunsch verlautbaren, es möge gelegentlich durch eine Neuuntersuchung der betreffenden Arten und ihrer Verwandten ein fester Anhaltspunkt für deren Unterscheidung geschaffen werden! Die Beziehungen zwischen *Cerithium plicatum* und *Cer. moravicum Hoern.* einerseits (vergl. Fuchs in Verhandl, 1885, pag. 71), zwischen *C. plicatum* und *Cer. Dionysi*, sowie *C. Eichwaldi Hilber* andererseits (Hilber in Sitzungsber. Akad. LXXIX), endlich jene von *Cer. plicatum* zu *Cer. disjunctum* und jene von *Cer. disjunctum* zu *C. theodiscum Rolle* lassen eine derartige Untersuchung mit besonderer Rücksichtnahme auf die horizontale Verbreitung dieser einzelnen Formen recht wünschenswerth erscheinen. Dieselbe durchzuführen ist natürlich nicht Jedermann's Sache, da nicht Jedermann das dazugehörige reiche Vergleichsmaterial zur Verfügung steht.

Cardium obsoletum und *plicatum Eichw.* Bezüglich dieser beiden Arten, welche ich nach Karrer als im Badener Tegel vorkommend citirt habe, fragt Herr Fuchs, ob mir denn gar kein Bedenken dabei aufgestiegen sei, dass diese beiden Arten, von denen man seit 50 Jahren im Badener Tegel nie eine Spur gefunden habe, auf einmal daselbst als „häufig vorkommend" angeführt werden? Ganz und gar nicht, antworte ich darauf, denn wenn die Herren Karrer und Fuchs (auf welchen sich Karrer in der Einleitung zu seinem grossen und überaus schätzenswerthen Werke ausdrücklich als Gewährsmann beruft) diese Arten aus dem Tegel von Baden anführten, so musste das für mich eine vollkommene Bürgschaft dafür sein, dass dieselben auch wirklich darin vorkämen. Denn bei keiner anderen Art aus dem Tegel von Baden wäre es so sehr Sache der betreffenden Herren gewesen, sich es zehn Mal zu überlegen, ehe sie dieselbe anführten, als gerade bei diesen beiden Arten! Auch wenn ich gewusst hätte, dass diese Angaben eigentlich von Herrn M. Auinger herrühren, hätte ich nicht im Mindesten gezögert, dieselben zu benützen, denn Herr Auinger, der ausgezeichnete Kenner unserer Tertiärconchylien und bewährte Mitarbeiter an dem grossen Werke von R. Hoernes, ist mir ebenfalls Autorität genug, und er muss mir das um so mehr sein, als sich auch Herr Karrer und Herr Fuchs seiner Mitarbeiterschaft für ihre Zwecke bedient haben. Wenn Herr Auinger sich demnach gerade bei der Bestimmung oder Anführung dieser beiden Arten geirrt haben sollte, so trifft mich kein Vorwurf, sondern zunächst Jene, die in erster Linie die Arbeit des Herrn Auinger benützt haben und daher unter Umständen zu controliren berufen waren. Uebrigens citirt Karrer das *Cardium obsoletum* (H. Q. L., pag. 136) auch aus dem oberen (gelben, sandigen) Tegel von Vöslau. Wer wird wohl für diesen voraussichtlichen „Lapsus" verantwortlich gemacht werden? Auch Fontannes weiss so gut, wie irgend Jemand, was es für eine Bewandtniss mit *C. plicatum* habe; wenn er es trotzdem aus südfranzösischem marinen Miocän anführt, so liegt für mich kein Grund vor, an seiner Angabe zu zweifeln oder sie direct für dubios zu erklären, wie Fuchs thut.[1])

[1]) Ich muss hier nochmals mit Nachdruck auf den principiell verschiedenen Standpunkt hinweisen, den Herr Fuchs in diesen Fragen mir gegenüber einnimmt. Während er aus mir nicht klar ersichtlichen Gründen auch heute noch die — unter der ehemaligen Suess'schen und auch unter seiner eigenen Voraussetzung, dass die sarmatische Fauna erst zur Zeit der sarmatischen Stufe aus fernen Gegenden her eingewandert sei, offenbar ganz folgerichtige — Anschauung, dass die sarmatischen Arten in der vorhergehenden marinen Stufe absolut nicht vorkommen dürfen, aufrecht zu erhalten scheint, gehe ich von dem Grundsatze aus, dass es innerhalb gewisser verticaler Grenzen überhaupt vollkommen unmöglich sei, das Vorkommen einer bestimmten Art in einem bestimmten stratigraphischen Niveau — ausgenommen ganz specielle Facies — von vornherein als absolut ausgeschlossen zu erklären, und zwar selbst unter derartigen Voraussetzungen, wie Suess und Fuchs sie machten, denn dieselben waren eben Hypothesen und keineswegs Beweise. Wenn ich also irgendwo, insbesondere in Arbeiten verlässlicher Autoren, die seit Aufstellung jener Theorie oder Hypothese von Suess erschienen sind, Angaben über das Auftreten sarmatischer Arten im vorangehenden marinen Miocän finde, so liegt von meinem Standpunkt aus nicht das leiseste Bedenken dagegen vor, diese Angaben als wohlbegründete und vollkommen sichere Thatsachen zu verwerthen; wenn ich aber derartige Angaben in Arbeiten von Autoren finde, welche noch dazu jenen Standpunkt vertreten, dass sarmatische Arten in marinen Schichten überhaupt

Fuchs sagt weiter (pag. 132): „Bittner begnügt sich aber nicht damit, augenscheinlich dubiose Angaben zu sammeln, sondern er citirt selbst solche Fälle, in welchen die betreffenden Autoren ausdrücklich erklären, dass eine in Rede stehende Art von der sarmatischen Art verschieden sei." Allerdings, aber dass diese „verschiedenen" Arten mit den betreffenden sarmatischen Arten doch wieder so nahe verwandt sind, dass der betreffende Autor (Hilber, Neue Conch. des ostgalizischen Miocäns, pag. 14, 15; ferner Verhandl. der geolog. Reichsanstalt, 1881, pag. 188 und Jahrbuch, 1882, pag. 323) dieselben direct als mediterrane Vertreter der betreffenden sarmatischen Cardien erklärt und dass M. Hoernes die eine der beiden Arten *(C. Holubicense Hilb.)* thatsächlich als *Card. obsoletum Eichw.* angeführt hat, das zu bemerken unterlässt Herr Fuchs.

Bezüglich des *Cardium obsoletum* sei schliesslich auf jene Formen hingewiesen, die von mir als *C. aff. obsoletum* aus den Ervilienschichten von Sagor in Krain (Jahrbuch, 1884, pag. 493) angeführt wurden und welche, wie es scheint, vollkommen identisch sind mit der Art, die Hilber aus ostgalizischen Ervilienschichten anführt und welche nach ihm ebenfalls in die Gruppe des *Card. obsoletum* gehört. Eben solche Formen fanden sich auch im obersten marinen Miocän zu Bresno bei Römerbad (Jahrbuch, 1884, pag. 494). Endlich führt Fuchs *C. obsoletum* aus den „sarmatischen" Schichten von Syracus an.

Ervilia podolica Eichw. Bezüglich dieser Art sagt Fuchs Folgendes: „Das Hauptstück, auf welches Reuss seine Bestimmung gründete, ist eine zerdrückte Bivalve, an welcher das Schloss nicht zu sehen ist und bei welcher demnach nicht einmal das Genus mit Sicherheit bestimmt werden kann. Nebenher finden sich noch eine Menge Fragmente von Ervilienbrut, die mir sämmtlich zu *Ervilia pusilla* zu gehören scheinen. Die Angabe Karrer's (ebenfalls nach Auinger) gründet sich auf ein abgeriebenes Exemplar von *Erv. pusilla*, welches nur etwas dickschaliger und etwas mehr gewölbt ist, als die gewöhnliche Form."

Was sagt nun Reuss in seiner Fauna von Wieliczka (pag. 115) bei *Ervilia podolica?* — „Diese Species ist charakteristisch für die Cerithienschichten. Im Salzthon und Steinsalz scheint sie häufig vorzukommen, aber stets zerbrochen." Reuss hat also genau gewusst, dass es sich um eine Art handle, deren Vorkommen als ein ganz bestimmt begrenztes angesehen zu werden pflegte. Wenn er diese Art trotzdem anführte, so musste er seiner Sache wohl sicher sein. Wenn man derartige Angaben aber nicht berücksichtigen darf, ohne sie zu controliren, dann möchte ich wissen, was denn überhaupt von unserer ganzen Literatur berücksichtigenswerth ist?

Es existiren aber glücklicherweise auch noch einige neuere Angaben über das Vorkommen der *Ervilia podolica*. Einmal führt Hilber (in Verhandl., 1884, pag. 125) aus den muthmasslich jüngsten marinen Miocänbildungen Galiziens Mittelformen zwischen *Ervilia pusilla* und

---

nicht vorkommen dürfen, so ist es vollkommen klar, dass dieselben für mich vollends über jeden Zweifel erhaben sein müssen, denn jeder solche Zweifel wäre gleichbedeutend mit einem beleidigenden Anzweifeln der Verlässlichkeit und Gewissenhaftigkeit dieser Autoren!

Erv. podolica an. Nach L. Teisseyre (Jahrb., 1884, pag. 311) gehört *Erv. podolica* neben *Modiola marginata* und *Cerithium pictum* zu jenen sarmatischen Arten, die bereits in den tiefsten Lagen dieser Stufe auftreten, in Lagen, welche auch petrographisch und stratigraphisch auf's Engste mit der unterlagernden Mediterranbildung verknüpft sind. *Ervilia podolica* tritt ferner nach N. Andrussow (Verhandl., 1884, pag. 191) im Tschokrakkalksteine der Krim auf; nach Fuchs (teste Koch, Verhandl., 1885, pag. 107) findet sich *Erv. cf. podolica juv. h.* in Gesellschaft von *Rissoa cf. inflata Andrz.* und *Ervilia cf. pusilla juv. h.* in marinen Schichten der zweiten Mediterranstufe bei Klausenburg. Endlich sei noch auf das Vorkommen desselben in den „sarmatischen“ Schichten von Syracus nach der älteren Angabe von Fuchs und auf die sehr nahe verwandte *Erv. Bosniaskii Stef.* (Boll., 1880, pag. 91) verwiesen. [1])

Tapes gregaria Partsch. Wenn Herr Fuchs hier meint, dass die Angabe bei Stur über das Vorkommen dieser Art bei Lapugy wahrscheinlich in letzter Instanz auf ein altes Ackner'sches Verzeichniss vom Jahre 1850 zurückzuführen sei, so scheint mir das gegenüber der präcisen Angabe von Stur (vergl. oben!) woher er seine Zusammenstellungen bezogen, eine etwas gewagte Behauptung. Neugeboren führt noch in Verhandlungen und Mittheilungen des siebenb. Naturf.-Ver. XXIX. 1879, pag. 112, die *Tapes gregaria* als sehr selten im Tegel von Lapugy vorkommend an und bemerkt dazu, „da die Straten von Lapugy nicht zu den Cerithienschichten gehören, so liegt die Vermuthung nahe, dass die wenigen aufgefundenen Exemplare dahin verschwemmt wurden.“ Ob das nach den örtlichen Verhältnissen möglich ist, das zu entscheiden muss ich Anderen überlassen.

Was das Vorkommen in der Schweizer Molasse anbelangt, so geht aus meinem Citate genau hervor, dass die Mayer'sche Angabe eine ältere sei, denn ich führe ausdrücklich an, dass schon M. Hoernes diese Angabe bezweifelte. Das Hauptgewicht bei dieser Art lag offenbar in der Angabe von Fuchs, dass es eine jener Arten sei, welche im „Sarmatischen“ von Syracus auftreten. Seither ist mir auch eine ähnliche Angabe von Seguenza (Bollet. 1874, V. 297) bekannt geworden, nach welcher die Art im sicilianischen „Leithakalke“ vorkommen soll. Auch möchte ich auf *Tapes Partschii Mayer* von Hüttisheim (Ulm) hinweisen, welche der *Tapes gregaria* jedenfalls sehr nahesteht (Journal de Conchyl. XXIV. 179).

Mactra podolica Eichw. Für diese Art gilt nahezu dasselbe, was bei der Vorhergehenden angeführt wurde. Auch diese Art wird von Fuchs aus dem „Sarmatischen“ von Syracus, von Seguenza (Bollet. 1874, V. 297) aus sicilianischem „Leithakalk“ angeführt, während De Stefani (Boll. 1877, VIII. 273) auf ihre Verwandtschaft mit brackischen Mactraarten (*M. donaciformis De Stef.* und *M. Pecchiolii Sow.*) des toskanischen *Pliocaens* (!) hinweist. Nach E. Dunikowski findet sich *Mactra podolica* (Verhandl. 1883, S. 289) schon im marinen Miocän von Russisch-Podolien. Derselbe Autor betont die Thatsache, dass daselbst marine und sarmatische Schichten wenig scharf getrennt sind.

[1]) Uebrigens gibt Fuchs selbst pag. 136 (14) seiner besprochenen Arbeit diese Art als „sarmatisches Leitfossil“ auf.

Modiola marginata Eichw. Bei dieser Art macht mir Fuchs zum Vorwurfe, dass ich mit der Anführung ihres Vorkommens nach Reuss (bei Rudelsdorf) unvorsichtig gewesen sei, weil erstens Reuss erwähne, dass die ihm vorliegenden Stücke „sehr klein" seien, und weil zweitens M. Hoernes in seiner viel später erschienenen Arbeit diese Art von Rudelsdorf nicht anführe. Der erste Einwand wird mehr als aufgewogen dadurch, dass Reuss die Art ausdrücklich als brackische Art erklärt und sie mit den bekannten Vorkommnissen von Mattersdorf (Wiesen) identificirt; der zweite ist vollkommen unbegründet, da M. Hoernes in seinem grossen Werke, pag. 350, die Reuss'sche Angabe von Rudelsdorf direct bei *Modiola marginata* citirt. Aber selbst wenn er das nicht gethan hätte, so würde ich darin noch keinen Grund erblicken, Reuss' Angabe zu bezweifeln, denn es fehlt bei M. Hoernes nicht an Beispielen dafür, dass er Arten als nur in sarmatischen Schichten vorkommend und für diese ausschliesslich bezeichnend angibt, während sie doch bereits vor ihm von glaubwürdigen Autoren aus marinen Schichten ebenfalls angeführt wurden. Das gilt beispielsweise für *Modiola marginata* selbst, die weder im Texte, noch im Fundortsverzeichnisse, sondern nur im Synonymenregister als zu Rudelsdorf vorkommend angegeben wird; das gilt auch für *Donax lucida Eichw.* Konnte sich M. Hoernes bezüglich der ausschliesslich sarmatischen Natur einer einzigen solchen Art irren, so war das auch in anderen Fällen möglich. M. Hoernes stand eben auf dem exclusiven Standpunkte, dass anerkannt sarmatische Arten in marinen Schichten absolut nicht vorkommen dürfen.

Das Vorkommen aus Ostgalizien nach Hilber ist von mir ganz correct wiedergegeben worden, daher sich jeder Leser über den Werth desselben ein selbstständiges Urtheil bilden konnte. Ausserdem führte ich die Art aus den „sarmatischen" Schichten von Syracus nach Fuchs an. Seither habe ich *Modiola aff. marginata* und *Modiola volhynica* im obersten marinen Miocän von Bresno bei Römerbad in Südsteiermark (Jahrb. 1884, 494) nachgewiesen. Dieses Vorkommen dürfte ziemlich analog sein jenem von Fuchs (Sitzungsber. Akad. 1874) angegebenen aus dem marinen oberen Miocän von Syracus. Ueberhaupt möchte ich hier nochmals auf die marin-sarmatische Mischfauna bei Syracus nachdrücklichst hinweisen. Auch hier, sowie in Podolien und im Profile von Hidas gehört *Mactra podolica* zu jenen Arten, die am frühesten auftreten. Die Fauna der Uebergangsschichten von Syracus erinnert durch das Vorkommen einiger Arten (besonders *Lucina columbella* und *Turritella bicarinata*) zugleich an jene der obersten marinen Schichten von Tüffer in Südsteiermark (Jahrb. 1884, 494.)

Das sind also die wichtigsten und wesentlichsten der von mir der Literatur entnommenen Fälle des Vorkommens von sarmatischen Conchylien in den vorangehenden marinen Schichten, das sind zugleich die Fälle, welche Herr Fuchs zu beleuchten versprochen hat, um dadurch zu zeigen, mit wie viel oder mit wie wenig Kritik ich von meinem Rechte der Literaturbenützung Gebrauch gemacht habe. Sehen wir also zu, wie diese Fälle in seiner Beleuchtung sich präsentiren:

Bei *Buccinum duplicatum* hat er nicht nachzuweisen vermocht, dass seine eigenen Angaben unrichtig seien.

Bei *Buccinum Verneuili* hat er mir eine Behauptung unterschoben, die ich nirgends gethan habe, und hat dann die Unrichtigkeit derselben nachgewiesen.

Bei *Cerithium disjunctum* hat er einige vage Zweifel daran geäussert, dass die von mir der Literatur entnommen Daten richtig seien und dass die in der Reichsanstalt von Steinabrunn vorliegenden Exemplare wirklich von dort aus den marinen Schichten stammen.

Bei *Cardium obsoletum* und *plicatum* hat er gezeigt, dass Herr Karrer und er selbst ohne Bedenken die Angaben und Zusammenstellungen Herrn Auinger's benützt haben, welcher möglicherweise gerade in Bezug auf diese beiden Arten sich einen Lapsus habe zu Schulden kommen lassen.

Bei *Ervilia podolica* hat er zu zeigen versucht, dass Reuss in seiner Behauptung bezüglich der Identität dieser Species vielleicht doch etwas zu weit gegangen sei und dass eine andere Auinger'sche Angabe vielleicht ebenfalls nicht ganz verlässlich sei.

Bei *Tapes gregaria* und *Mactra podolica* hat er das Hauptargument von meiner Seite, das Vorkommen in den sarmatischen Schichten bei Syracus nach seinen eigenen Angaben, gänzlich unterdrückt und sich auf Widerlegung von Daten eingelassen, die von mir selbst in ganz correcter Weise als nicht ausschlaggebend angeführt worden sind.

Bei *Modiola marginata* endlich hat er mir eine Unvorsichtigkeit vorgeworfen, die ich gar nicht begangen habe.

Dass ich mir aber bei Zusammenstellung der von mir der Literatur entnommenen und mitgetheilten Daten irgend eine, auch nur die geringste, unbedeutendste Unrichtigkeit, etwa ein nicht vollkommen correctes Citat oder sonst eine kleine Unterlassungssünde und dergleichen habe zu Schulden kommen lassen, das hat Herr Fuchs nicht nachgewiesen. Ja, nicht einmal das hat er nachzuweisen vermocht, dass eine einzige dieser Daten mit Bestimmtheit unrichtig sei — wenn eine davon zweifelhaft war, ist es von mir ausdrücklich betont worden. Das Aeusserste, was Herr Fuchs zu leisten vermochte, war die Erregung gewisser, theilweise vielleicht auch begründeter Zweifel bezüglich einzelner Bestimmungen, die von sonst ganz verlässlichen Autoren (Auinger, Fuchs, Karrer, Reuss) herrühren, und welche demnach auch von mir berücksichtigt werden mussten. Wenn nun Herr Fuchs folgendermassen diese Besprechung von Beispielen schliesst: „Ich glaube dadurch gezeigt zu haben, mit welcher Oberflächlichkeit, mit welchem vollständigen Mangel an Kritik Bittner bei dieser Arbeit vorgegangen ist“, so nimmt sich das im Munde eines Autors, der sich selbst nachweisen zu können glaubt, dass er *Buccinum baccatum* gemeint, wenn er *Bucc. duplicatum* geschrieben hat, sich aber auch bezüglich dieses Nachweises leider irrt, doch recht merkwürdig aus.

Wenn ich also seinerzeit unter der Voraussetzung der vollen Richtigkeit jener Daten, welche die von mir benützten Autoren bezüglich des Auftretens sarmatischer

Arten in den vorangehenden marinen Schichten anführen, gesagt habe, dass sich gegenwärtig bereits mit voller Bestimmtheit nachweisen lässt, dass die überwiegende Mehrzahl jener von Fuchs und Suess als bezeichnend sarmatisch betrachteten Arten ebenfalls, wenn auch selten, in den Schichten der vorhergehenden marinen Stufe zu finden sei, so kann heute schon, nach dem soeben besprochenen, misslungenen Versuche von Fuchs, diese aus der Literatur entnommenen Daten als durchwegs unhaltbar hinzustellen, jene einschränkende Voraussetzung beinahe für alle diese Arten mit voller Sicherheit aufgegeben und fallen gelassen werden, trotzdem, dass ich, wie Fuchs hervorhebt, nicht einen einzigen dieser Fälle selbst controlirt habe und selbst, wenn es wahr wäre, dass ich Fälle angeführt hätte, in denen die betreffenden Gewährsmänner selbst erklärt haben, die Bestimmung sei nicht verlässlich! Diesbezüglich kann ich nur wiederholen, dass jeder von dritten Personen angezweifelte oder in meinen Augen nicht ganz verlässliche Fall als solcher bestimmt und ausdrücklich angeführt wurde, damit der Leser in der Lage sei, sich selbst ein Urtheil zu bilden. Fälle aber, in denen die Gewährsmänner selbst erklärt haben, sie seien nicht ganz verlässlich, sind nicht vorgekommen, mit einziger Ausnahme der Hilber'schen Angabe vom Vorkommen der *Modiola cf. marginata* aus Ostgalizien. Doch ist dies — und das ist von grosser Wichtigkeit — nicht der einzige Fall für das Vorkommen dieser Art gewesen und auch diese Angabe Hilber's ist in vollkommen correcter Weise citirt.

Wenn man mir irgend etwas vorwerfen kann, so ist es der Umstand, dass ich jene Vorbedingung, die Verlässlichkeit unserer Tertiär-Literatur seit 1866, nicht noch etwas stärker betont habe, als dies ohnehin (pag. 145) geschehen ist.

Sollte es aber gegenwärtig auf Grund der Auseinandersetzungen von Fuchs von unbetheiligten competenten Personen in allem Ernste für eine Kritiklosigkeit erklärt werden, dass ich bei meinen hier in Rede stehenden Zusammenstellungen wissenschaftliche Angaben und Arbeiten, welche von Auinger, Fuchs, Karrer, Reuss u. a. Autoren herrühren, als vollwichtig angenommen und zu weiteren Schlussfolgerungen benützt habe, so erkläre ich ganz offen, dass ich diesen Vorwurf auf mir sitzen lassen werde; es würde aber in diesem Falle, den ich jedoch für vollkommen ausgeschlossen halte, nicht mir zur Last gelegt werden können, wenn ich künftighin den Werth der Arbeiten genannter Autoren etwas niedriger zu taxiren in der Lage sein sollte. Die letztere Bemerkung aber mache ich speciell deshalb, damit Herrn Fuchs jeder Anlass benommen werde, um mir ein zweitesmal (vergl. S. 149 seiner Arbeit) vorwerfen zu können, ich mache mich zum Anwalte anderer Forscher, um mich mit deren Autorität zu decken. Davon bin ich so weit entfernt, dass ich gar nicht einmal verstehe, auf welche Stelle meiner Arbeiten sich Herr Fuchs damit beziehen will.

Herr Fuchs geht nun auf eine andere Seite der Sache über, von deren Darstellung er sich offenbar eine ganz besondere Wirkung zu meinen Ungunsten verspricht. Es betrifft das den Umstand, dass ich bei meiner Betrachtung der sarmatischen Fauna die sarmatischen Vorkommnisse Südrusslands, welche so viele eigenthümliche und auffallende Formen umfassen, ausser Acht gelassen habe. Ich habe das seinerzeit damit motivirt (pag. 135 meiner ersten Arbeit), dass ich von einer Vollständigkeit bezüglich der südrussischen, überhaupt östlicheren Vorkommnisse deshalb absehe, weil das meinem nächsten Zwecke ferner liege. Herrn Fuchs will nun nicht einleuchten, wieso eine vollständige Aufzählung der sarmatischen Conchylien dem Zwecke oder auch nur dem nächsten Zwecke meiner Arbeit ferne liegen solle, denn der nächste Zweck dieser Arbeit hätte ja doch darin bestanden, zu zeigen, dass die eigenthümlichen Conchylien der sarmatischen Stufe sämmtlich bereits in der vorhergehenden marinen Stufe gelebt hätten.

Es ist doch merkwürdig, dass Herr Fuchs an dieser Stelle (pag. 134) nicht mehr gewusst hat, was der nächste Zweck meiner Arbeit war, während er das doch selbst auf derselben Seite seiner Arbeit pag. 134 (oben) mittheilt. Dieser Zweck war, nachzuweisen, dass die überwiegende Mehrzahl der von Fuchs und Suess als bezeichnend sarmatisch betrachteten Conchylien bereits in den Schichten der vorhergehenden marinen Stufe zu finden sei. Von den bisher nur aus Russland bekannt gewordenen sarmatischen Conchylien haben weder Suess noch Fuchs gesprochen, sie sind auch von ihnen — und zwar ganz und gar — bei Aufstellung ihrer Listen und ihrer Theorien der sarmatischen Fauna bei Seite gelassen worden. Ich berufe mich hier abermals auf den aus dem neuesten Werke von Suess, pag. 416, bereits oben wörtlich citirten Passus, um zu zeigen, dass nach meiner Darstellung ein Missverständniss bezüglich dieses Punktes absolut ausgeschlossen war, wenn man eben nicht missverstehen wollte. In derartigen, in gar keiner Weise zu entschuldigenden „Missverständnissen“ wird freilich in dem vorliegenden Fuchs'schen Aufsatze überhaupt Grosses geleistet. Gleich der nächste Absatz (pag. 134) bietet wieder ein eclatantes Beispiel dafür.

Herr Fuchs hat den Einwand bezüglich der sarmatischen Fauna Südrusslands nämlich schon in seinem ersten Referate vorgebracht. Darauf habe ich auch geantwortet, und zwar, wie Fuchs anführt, mit dem Hinweise darauf, dass die marinen Miocänbildungen dieser östlichen Länder noch zu wenig bekannt seien, und dazu die Vermuthung gefügt, dass man, sobald diese Ablagerungen nur genauer bekannt sein würden, in ihnen auch die zahlreichen eigenthümlichen Arten der sarmatischen Ablagerungen Südrusslands finden werde.

Der hier solchergestalt von Fuchs „citirte“ Passus findet sich pag. 138 meiner zweiten Arbeit und lautet: Heute, so lange man die miocänen Marinablagerungen des Ostens noch so wenig kennt, würde man schwerlich zu einer richtigen Vorstellung über die Beziehungen der sarmatischen Fauna zu der des marinen Miocäns der nächsten Nachbarschaft gelangen. Im Uebrigen dürfte sich auch dann noch (wenn

man diese marinen Ablagerungen kennen wird) voraussichtlich jene „grosse Menge eigenthümlicher Trochiden-, Phasianellen- und Buccinum-Arten" der sarmatischen Ablagerungen Südrusslands auf eine Anzahl von Varietäten und Subvarietäten gewisser altbekannter Hauptformen zurückführen lassen, wie man das heute schon bezüglich der vielgestaltigen sarmatischen Cardien, Mactren, Cerithien — und wohl auch Buccinen — u. s. f. auch Südrusslands als erwiesen betrachten kann.

Wenn nun Herr Fuchs an sein oben wiedergegebenes, durch seine erstaunliche Genauigkeit ausgezeichnetes Citat einige andere Folgerungen knüpft, mit denen er mich schlägt, so habe ich keinen Grund, darauf Rücksicht zu nehmen. Ich bezweifle nicht, dass es möglich wäre, noch unglaublichere Behauptungen [1]) zu erfinden, um sie mir zu unterschieben und sodann glänzend nachzuweisen, dass ich vollkommen Unrecht habe, was aber damit eigentlich für die Wissenschaft gethan sein soll, das dürfte schwer zu begreifen sein.

Im weiteren Verlaufe seiner Auseinandersetzungen (pag. 135) wirft mir Herr Fuchs vor, dass ich die von Abich angeführten sarmatischen Arten von Kertsch, welches doch so weit im Osten liegt, allerdings anführe, die viel näher gelegenen Kischenewer Arten aber „als dem nächsten Zwecke meiner Arbeit fernliegend" nicht berücksichtige. Hierin aber scheint Fuchs der Schlüssel zum Verständnisse dieses Vorgehens zu liegen. Abich hat nämlich seinerzeit die marinen Leithakalke von Kertsch nicht von den darüber liegenden sarmatischen Ablagerungen getrennt und die Vorkommnisse dieser beiden Kalksteine zusammen angeführt. Hiedurch wurde der Gegensatz zwischen sarmatischen und mediterranen Schichten natürlich scheinbar verwischt (!); dies passte nach Fuchs vorzüglich zu meinen Anschauungen und dies wurde deshalb auch sorgfältig citirt. Bei Kischenew finden sich solche marine Remanenzen nicht, hingegen wohl eine sehr grosse Anzahl sonderbarer und eigenthümlicher Arten, von denen in den marinen Mediterranbildungen noch keine Spur gefunden wurde. Dies finde ich, wie Fuchs hervorhebt, nicht nöthig zu citiren, sondern ich gleite über diese Arten sachte hinweg, indem ich schreibe *Cardium sp. pl., Trochus sp. pl., Phasianella sp. pl.* Ist dies auch noch eine gerechte und unparteiische Benützung der Literatur? frägt Fuchs zum Schlusse dieser seiner Auseinandersetzung.

Leider lösen sich auch diese schrecklichen Vorwürfe in Nichts auf, sobald man die einfachen Thatsachen in's Auge fasst. Abich hat seinerzeit die „marinen Leithakalke" von Kertsch zwar von den darüber liegenden sarmatischen Ablagerungen wenigstens theilweise zu trennen vermocht, ohne aber dieselben aus dem grössern Gesammtcomplexe als besonderes fremdes Glied auszuscheiden. Der Fehler, den er hier beging, war eigentlich recht unwesentlich, wie weiter unten gezeigt werden soll. Die Arten, welche ich aus diesen Schichten nach Abich anführte, sind: *Turbo rugosus L., Trochus patulus Eichw., Cerithium minutum Serr., Corbula gibba Olivi, Mesodesma cornea Poli, Venerupis nov. spec.*

[1]) Im N. Jahrb. f. Min., 1885, II, 130, ist Herr Fuchs thatsächlich schon so weit gekommen, mir zu imputiren, ich hätte zeigen wollen, dass die sarmatische Stufe nicht wesentlich verschieden von der Mediterranstufe sei. (!)

und *Nucula striata Sism.* Von diesen sieben Arten sind *Trochus patulus* und *Corbula gibba* (letztere Art fraglich) schon anderwärts aus sarmatischen Schichten angeführt worden, *Cerithium minutum* steht gewissen Abarten des *Cer. rubiginosum* äusserst nahe und ebenso dem *Cer. mediterraneum Desh.,* welches ebenfalls wiederholt aus sarmatischen Ablagerungen angegeben wird; *Mesodesma cornea* ist eine anerkannt brackische Art, die auch im heutigen Pontus lebt, von wo auch eine Art von *Venerupis* bekannt ist. Die nach Abich angeführten auffallend marinen Remanenzen reduciren sich also auf zwei Arten, welche nach Andrussow (Verhandl. 1884, pag. 191) falsch bestimmt waren, indem der *Turbo rugosus* Abich's auf *Turbo Omaliusii, Nucula striata* aber auf *Leda fragilis* sich bezieht. Ob durch diese nach Abich angeführten „marinen Remanenzen" der Gesammtcharakter der von mir aufgezählten sarmatischen Fauna, welche circa 100 Arten umfasst, irgend wesentlich alterirt, geschweige denn, ob er „verwischt" worden sein kann, das zu entscheiden überlasse ich getrost der Beurtheilung Unbefangener.

Dagegen würde der Charakter dieser sarmatischen Fauna auch andererseits ganz und gar nicht wesentlich alterirt worden oder schärfer hervorgetreten sein, wenn ich, anstatt einfach am Schlusse der aus westlicheren Gegenden bekannten Reihe von Cardien, *Trochus* und *Phasianella* (um andere Genera handelt es sich überhaupt nicht!) anzuführen: „*Cardium pl. spec.* aus Südrussland" u. s. f., eine complete Aufzählung der sämmtlichen Cardien, *Trochus*- und *Phasianella*-Arten von Kischenew zu geben versucht hätte. Kann das aber als ein „Darüberhinweggleiten" bezeichnet werden, wenn ich in der angegebenen Weise darauf hingewiesen habe, dass in Südrussland noch eine Anzahl von anderen Cardien-, *Trochus*- und *Phasianella*-Arten bekannt sei, bezüglich deren ich überdies unmittelbar vor dem Verzeichnisse, pag. 135, ausdrücklich anführe, dass ich von ihrer vollständigen Aufzählung absichtlich absehe?!

Herr Fuchs erweist meinem Scharfsinne an dieser Stelle überhaupt zu viel Ehre, wenn er mir zumuthet, dass gerade ich hätte wissen sollen, Abich habe sich hier „geirrt", und dass gerade ich hätte voraussehen sollen, dass es marine Leithakalke bei Kertsch überhaupt gebe. Das hat vor den Andrussow'schen Untersuchungen (1882—83) Herr Fuchs wahrscheinlich ebensowenig gewusst oder voraussehen können, wie ich. Immerhin habe ich pag. 149 meiner ersten Arbeit bereits darauf hingewiesen, dass bei Kertsch nach Abich's Angaben eine marin-sarmatische Misch- oder Uebergangsfauna vorliegen könnte und diese Vermuthung ist durch die Mittheilungen N. Andrussow's über die Fauna des Tschokrakkalkes bestätigt worden. Der Wichtigkeit wegen, welche diese von Andrussow[1]) in Verhandlungen 1884, pag. 191, angeführte Fauna meiner Ansicht nach besitzt, erlaube ich mir die Liste derselben nachstehend zu reproduciren und mit Bemerkungen über das Vorkommen der einzelnen Arten derselben zu begleiten:

Lithothamnium spec. Lithothamnien sind vielfach in sarmatischen Ablagerungen nachgewiesen worden.

---

[1]) Diese Mittheilungen Andrussow's werden von Fuchs gar nicht citirt!

Pecten gloria maris Dub. Pectines sind im Sarmatischen bisher nur selten vorgefunden worden und die hier citirte Art noch niemals. Nach Teisseyre findet sich im galizischen Pleuroporenkalke der sarmatischen Stufe *Pecten Reussi* und noch eine andere Species. Auch im heutigen Pontus lebt eine Pectenart.

Mytilus spec. (grosse Art). Das Genus *Mytilus* ist in brackischen Ablagerungen sehr verbreitet, man kennt es im Sarmatischen, im heutigen Pontus und im finnischen Meerbusen.

Arca spec. Auch *Arca* zählt unter die Genera, welche brackische Arten besitzen, so lebt im Pontus eine *Arca* und Olszewski führt *Arca barbata L.* aus dem galizischen Pleuroporenkalke an.

Leda fragilis Chemn. *„ pella L.* . . . . *„ spec.* . . . . *Chama spec.*	Die Genera *Leda* und *Chama* sind meines Wissens bisher niemals aus brackischen Ablagerungen o.Gewässern bekannt geworden.

Lucina Dujardini Desh. ist mehrfach in sarmatischen Schichten nachgewiesen.

Cardium subhispidum Hilb. ist aus denselben Schichten Ostgaliziens bekannt, in denen auch *C. praeplicatum* und *C. Holubicense*, marine Vorläufer der sarmatischen Cardientypen, sowie andere brackische Gemengtheile (*Rissoa inflata*, *Bulla Lajonkaireana*) auftreten.

Cardium multicostatum Br. A. Koch führt *Card. cf. multicostatum* im Jahrb. 1876, pag. 38, aus sarmatischen Schichten der Fruskagora an.

Venerupis spec. Die Gattung ist im schwarzen Meere vertreten.

Venus 2 spec. Die Gattung besitzt ebenfalls mehrere Arten im schwarzen Meere.

Tapes 2 spec. . . *Donax spec.* . . . *Syndosmya spec.*	sind bezeichnende sarmatische und recent-pontische Genera.

Ervilia podolica Eichw. Eine der „bezeichnend"-sarmatischen Arten.

Corbula gibba Olivi wird aus sarmatischen Schichten (fraglich) angeführt.

Buccinum restitutianum Font. (= B. costulatum M. Hoern. non Brocc.) ist eine Art, die in brackischen Schichten häufig vorkommt, so besonders zu Hidas nach Peters, wo sie noch über der Schicht VIII. 3, welche nach Suess bereits sarmatisch ist, gefunden wurde.

Buccinum obliquum Hilb. wird wiederholt aus brackischen Schichten angeführt, so vom Labitschberge, vom Teiritzberge, aus Hidas u. s. f.

Buccinum Dujardini Desh. Diese anerkannt brackische Art kommt auch im Sarmatischen vor.

Cerithium Cattleyae Baily (Quarterly journ. 1856, XIV.). Baily vergleicht diese Art mit *Cer. Taitbouti* (= *Cer. disjunctum*). Nachdem sie aber Andrussow mit *Cerith. Zelebori* in Beziehung bringt, muss sie wohl der Gruppe des *C. rubiginosum* angehören.

Cerithium scabrum Olivi. Wiederholt in sarmatischen Schichten gefunden.

Cerith. nodosoplicatum Hoern. Marin und sarmatisch.
  „ *spec.*
Rissoina striata Andrz. Bezüglich dieser Art sei darauf verwiesen. dass sie zu Holubica in Ostgalizien in Schichten mit entschieden brackischen Einschwemmungen auftritt, ohne dass übrigens auf diese Bemerkung besonderes Gewicht gelegt werden soll.

Rissoa cfr. inflata Andrz.	Die zum Vergleich herbeigezogenen Arten gehören zu den häufigsten der sarm. Fauna.
Trochus aff. pictus Eichw. . . .	
„ *aff. Poppelacki Hoern.*	

  „ *3 spec.*
Bulla 2 spec. *Bulla* ist ein sarmatisches und recent-pontisches Genus.
Ditrupa incurva Ren.

Bryozoën, und zwar *Cellepora, Membranipora, Salicornaria, Crisia* und *Diastopora*.	Von diesen Gattungen sind die 3 durch den Druck hervorgehobenen auch aus der sarmatischen Fauna bekannt.

Balanus spec. Die Gattung *Balanus* lebt sogar noch im finnischen Meerbusen, verträgt also eine sehr bedeutende Aussüssung.

Von dieser Fauna sind also mit Ausnahme von drei Arten der Gattung *Leda,* einer *Chama,* von *Ditrupa incurva* und vielleicht einer *Rissoina* und zwei Bryozoengattungen fast alle übrigen Bestandtheile entweder direct sarmatische oder in der sarmatischen Fauna nachgewiesene Arten oder doch brackische oder endlich unbestimmte Arten aus Gattungen, welche als in brackischen Gewässern lebend und in brackischen Ablagerungen vorkommend bekannt sind. Unter den 19 specifisch bestimmten Arten sind nicht weniger als 10, die, wenn auch zumeist in marinen Ablagerungen eigentlich zu Hause, doch auch bereits in sarmatischen Ablagerungen angetroffen wurden oder doch in solchen ihre nächsten Verwandten haben (*Lucina Dujardini, Ervilia podolica, Corbula gibba, Cerithium Cattleyae* (das wohl auch in diese Kategorie gehört!), *Cer. scabrum, Cer. nodosoplicatum, Rissoa cfr. inflata, Trochus aff. pictus, Trochus aff. Poppelacki, Buccinum Dujardini*); von den übrigen 9 sind einzelne innerhalb der marinen Ablagerungen wieder vorzugsweise in mehr oder minder brackischen Lagen angetroffen worden (*Cardium subhispidum, Buccinum obliquum, Bucc. restitutianum*, vielleicht darf auch *Rissoina striata* hier angeführt werden). Der Totalhabitus der Fauna ist, generisch genommen, abermals jener der sarmatischen und der recentpontischen Fauna. Man kann diese Fauna des Tschokrakkalkes daher wohl direct als eine marin-sarmatische Misch- oder Uebergangsfauna betrachten.[1]) Was für die vorliegende Frage speciell von Interesse ist, das ist das Auftreten von fünf Trochusarten in derselben, von welchen zwei von Andrussow als *Trochus aff. pictus Eichw.* und *Troch. aff. Poppelacki Hoern.* angeführt werden, in welcher Thatsache ich

[1]) Man vergl. hier übrigens auch die Darstellung, welche Fuchs in einem Referate (N. J. f. M, 1885, II, 130) dieser Angelegenheit widmet, und welche von der hier gegebenen wesentlich abweicht. Auf die kühne Unterstellung, dass ich hätte zeigen wollen, die sarmatische Stufe sei nicht wesentlich verschieden von der Mediterranstufe, ist schon oben hingewiesen worden.

einen directen Stützpunkt für die von mir vertretene Ansicht erblicke, dass mit der Zeit, wenn man die miocänen Marinablagerungen des Ostens genauer kennen wird, man in die Lage kommen werde, auch die sarmatischen Trochusarten, sowohl die des Ostens als die des Westens, theilweise vielleicht in den marinen Ablagerungen der vorangegangenen Periode nachzuweisen, theilweise aber auch von Formen dieser marinen Stufe abzuleiten. [1])

Die in der Fuchs'schen Arbeit nun (pag. 135—137) folgende Aufzählung der sarmatischen Conchylien von Kischenew nach einer im Jahre 1882 erschienenen Arbeit von Sinzoff, welche mir unbekannt geblieben ist, ist gewiss als höchst dankenswerth zu bezeichnen. Zu dem von mir gegebenen Verzeichnisse treten hier als für das Sarmatische neue Gattungen von marinen Conchylien *Mitra* [2]), *Delphinula* und *Odostomia*. Die ersten beiden bilden zugleich, ebenso wie die durch die Aufsammlungen von Teisseyre und Olszewski hinzugetretenen Gattungen *Pecten, Arca* und *Conus* eine

---

[1]) Es sei hier zugleich auf eine Angabe von Hoernes und Hilber hingewiesen (Verhandl., 1883, 179), wonach ein neuer Trochus, ähnlich *Trochus papilla Eichw.*, aber schlanker, im marinen Miocän Steiermarks aufgefunden wurde. Durch diese Angabe scheinen mir zugleich die bereits in meiner ersten Arbeit (im Nachtrage, pag. 150) angeführten Mittheilungen von Handmann über das Vorkommen von *Cerithium cf. disjunctum, Trochus papilla Eichw.* (?) und *Trochus pictus Eichw.* aus dem marinen Mergel von Gainfahrn an Wahrscheinlichkeit zu gewinnen. Ueberhaupt existiren auch mehrfache ältere Angaben über das Auftreten von „ausschliesslich" sarmatischen Conchylien in marinen Ablagerungen, welche eine Ueberprüfung verdienen würden. Von solchen möchte ich nur die sehr bestimmt lautenden Nachrichten hervorheben, welche Neugeboren in Verh. und Mitth. des siebenbürg naturf. Vereins, VII, 1856 gibt. Derselbe führt hier auf Grundlage von Bestimmungen nach dem M. Hoernes'schen Werke aus dem marinen Tegel von Lapugy an:

Trochus podolicus Dub. „Da diese Art ausschliesslich den Cerithienschichten angehört, so müssen die bisher zu Lapugy gefundenen zwei Exemplare als verschwemmt betrachtet werden."

Trochus anceps Eichw., von M. Hoernes als Jugendform des *Tr. podolicus* betrachtet.

Trochus (?) *pictus Eichw. var.*; bei dieser Art erwähnt Neugeboren nichts von „Verschwemmung".

Trochus quadristriatus (?) *Dub. var.*; steht auch dem *Troch. affinis Eichw.* nahe, der nach M. Hoernes wahrscheinlich mit *quadristriatus* zusammenfällt.

Derartige Angaben vom Vorkommen „ausschliesslich" sarmatischer Conchylien in marinen Ablagerungen der vorhergehenden Stufe hat man im Sinne von Suess und M. Hoernes nach und nach als etwas Unwahrscheinliches, ja ganz Unglaubwürdiges zu betrachten sich gewöhnt, weil sie ja auf einer „unmöglichen" Voraussetzung, jener nämlich, dass zur sarmatischen Zeit erst eingewanderte Arten bereits in der marinen Stufe vor der sarmatischen Zeit gelebt hätten, beruhten. Und wenn sich dann doch hie und da so eine verpönte sarmatische Art fand, so hat man ihr Vorkommen entweder durch „Verschwemmung" oder durch irgend einen Zufall, vielleicht eine Verwechslung, zu erklären gesucht, vielleicht auch ganz ignorirt! Und das Alles nur der Theorie wegen, welche forderte, dass derartige Arten aus marinen Schichten vollkommen und unwiderruflich ausgeschlossen seien! Und trotzdem haben sich im Verlaufe der Jahre die denn doch noch hie und da ausnahmsweise in marinen Schichten der vorangehenden Stufe angetroffenen sarmatischen Conchylien zu einer so ansehnlichen Anzahl von Fällen zu summiren vermocht!

[2]) Die aus den sarmatischen Schichten von Kischenew citirte *Mitra laevis Eichw.* wird von M. Hoernes als Synonym zu *M. ebenus* gezogen. Hilber führt *M. laevis* aus marinen Schichten von Holubica in Galizien an.

interessante Vermehrung der Analogien mit der Fauna des schwarzen Meeres. Ein weiteres als in sarmatischen Ablagerungen auftretend erkanntes Genus ist *Haliotis* (nach Hilber und Teisseyre). Diese Gattungen mögen als Ergänzung zu der seinerzeit von mir mitgetheilten Liste der sarmatischen Conchylienfauna beigefügt werden. Von nicht marinen Gattungen sind seither *Cyclostoma* und *Valvata* nachgewiesen worden.

Den Schlussfolgerungen, welche Herr Fuchs der Reproduction der Sinzoff'schen Liste beifügt und die im Wesentlichen schon oben widerlegt sind, stimme ich natürlich nicht bei. Wenn Herr Fuchs hier sagt, dass manche der hier angeführten Arten [1]) wahrscheinlich als blosse Varietäten von anderen zu betrachten sein werden, dass dies Alles aber doch erst nachgewiesen werden müsste, so ist darauf zu erwiedern, dass nicht nur manche, sondern ganze Reihen von diesen Arten, ebenso wie die Paludinen, Melanopsiden, Congerien und Cardien der Congerienschichten offenbar nichts sind, als blosse Varietäten (oder als Mutationen, wenn man so will) einiger weniger Stammformen. Es genügt, sich die Abbildungen dieser Trochus-, Phasianella- und Cardium-Arten einmal anzusehen, um sich zu überzeugen, dass sie einigen wenigen Grundtypen angehören. Aber auch abgesehen von den specifischen Abgrenzungen reduciren sich die „sonderbaren und eigenthümlichen“ Arten der sarmatischen Fauna von Kischenew generisch gerade nur auf eine Anzahl von Angehörigen der Gattungen Trochus, Phasianella und Cardium. Woher mögen denn wohl nach der Ansicht von Fuchs diese sarmatischen Vertreter der drei genannten Genera stammen, wenn Herr Fuchs, wie weiterhin aus seiner Arbeit ersichtlich, jeden Gedanken an eine Einwanderung selbst aufgibt? Entweder sie müssen sich aus der vorangegangenen Fauna ableiten, sei es, dass sie in dieser schon vorhanden waren oder dass sie von in dieser Fauna vorhandenen Formen abstammen — oder sie müssen zu Beginn der sarmatischen Zeit durch uns vollständig unbekannte Processe, etwa durch Urzeugung oder Neuschaffung entstanden sein. Eine dritte Möglichkeit ist überhaupt undenkbar. Und wenn uns vollständig unbekannte Processe diese sarmatischen Genera von Kischenew erzeugt haben, warum sind es gerade nur die drei Genera Trochus, Phasianella und Cardium gewesen, welche durch diese Processe hervorgebracht wurden? Und wie ist der sonderbare Umstand zu erklären, dass diese auf uns unbekannte Art erzeugten „sonderbaren und eigenthümlichen“ Formen zugleich nur Angehörige von Gattungen (speciell Trochus und Cardium) sind, welche nachgewiesenermassen zu allen brackischen Faunen das weitaus grösste Contingent stellen und deren Angehörige sich unter Umständen geradezu zu Süsswasserbewohnern qualificiren können (bezüglich Trochus sei hier auf die merkwürdigen Lymnotrochiden des Tanganyika-Sees verwiesen!). Ich muss gestehen, dass ich für meinen Theil an der Formenmannigfaltigkeit der Trochusarten und Cardien des Sarmatischen von Südrussland gar nichts Auffallendes finde und an deren enger Zusammengehörigkeit und Zurückführbarkeit auf eine geringe Anzahl von marinen Stammformen nicht im Mindesten zweifle. An der grossen Anzahl von Namen (37 nach Fuchs allein für Trochus) darf man hier allerdings

[1]) Von einer Kritik seiner Ziffern sei hier ganz abgesehen.

keinen Anstoss nehmen; wie wenig die Autoren darüber einig sind, was von diesen Namen beizubehalten, was als Synonym oder Varietät einzuziehen sei, davon kann man sich leicht durch einen Vergleich der einschlägigen Arbeiten zweier Autoren, beispielsweise jener von R. Hoernes mit jenen von Sinzoff, überzeugen. Dass man hie und da auch ohne diese zahlreichen Namen auszukommen im Stande ist, zeigt am schlagendsten der Fall der sarmatischen Cardien von Wien und Oesterreich überhaupt, die trotz ganz ansehnlicher Verschiedenheiten allesammt immer wieder zu *Card. plicatum* und zu *C. obsoletum* gezählt zu werden pflegen. Wäre Dr. R. Fleischhacker in der Lage gewesen, seine begonnenen Studien zu vollenden, so besässen wir heute für die österreichischen Cardien dieser beiden Typen wahrscheinlich ebenfalls 30—40 Namen und Herr Fuchs könnte mir bezüglich dieser dasselbe entgegenhalten, wie bezüglich der russischen Cardien.

Wenn nun Herr Fuchs weiterhin sagt: „War Bittner jedoch nicht in der Lage, sich über diese 71 sarmatischen Arten von Kischenew ein Urtheil zu bilden, so war er ganz einfach seiner Aufgabe nicht gewachsen und hätte besser gethan, die Sache sein zu lassen, als mit solcher Anmassung in die Welt zu posaunen, er habe „mit voller Bestimmtheit“ nachgewiesen, dass fast alle sarmatischen Arten bereits in älteren Schichten vorkommen und dass die ganze sarmatische Fauna nur ein minimaler Rest der vorhergehenden mediterranen Miocänfauna sei“, so ist es gegenüber der hier geübten Methode zu citiren nicht meine Schuld, wenn ich auf die Gefahr hin, diese Erwiederung über Gebühr auszudehnen, abermals darauf hinweisen muss, dass ich mir zur Aufgabe gestellt hatte, zu zeigen, dass die überwiegende Mehrzahl **der von Fuchs und Suess als bezeichnend sarmatisch betrachteten Arten** (und das sind nur solche, die bei Wien vorkommen!) ebenfalls, wenn auch selten, in den Schichten der vorangehenden marinen Stufe zu finden seien (pag. 135) und dass geschlossen werden könne, es sei die sarmatische Fauna gar nichts Anderes, als ein zum Theile verkümmerter, zum Theile durch Isolirung und brackische Einflüsse degenerirter oder abgeänderter minimaler Bestandtheil der vorangegangenen normalen miocänen Marinfauna (pag. 148). Ich weise nochmals darauf hin, dass Fuchs pag. 134 (oben) noch gewusst hat, dass es sich hier um die von Suess und Fuchs als bezeichnend sarmatisch betrachteten Arten in erster Linie handle.

Herr Fuchs ist aber mit den soeben beleuchteten Unterstellungen noch nicht zufrieden. Er sagt nämlich, pag. 138, daran anknüpfend: „Wäre die Bittner'sche Anschauung richtig“ — nämlich die von Fuchs mir unterschobene, dass alle sarmatischen Arten bereits in älteren marinen Schichten gelebt hätten! — „so müssten ja gerade die sarmatischen Arten en masse auch in jüngeren Bildungen vorkommen, in Wirklichkeit ist das durchaus nicht der Fall“. Da nun jene Anschauung von mir nirgends ausgesprochen wurde, so brauche ich auf die Consequenzen, die Herr Fuchs daraus zieht, nicht einzugehen, ich beschränke mich einfach auf den Hinweis, dass auch der letzte Absatz auf pag. 138 bei Fuchs wieder ein falsches Citat enthält.

Auf S. 139 kommt Herr Fuchs auf einen Punkt allgemeiner, principieller Natur zu sprechen, veranlasst durch einen Passus in meiner zweiten Arbeit, welcher lautet: „Das wären alle Einwände sachlicher Natur, welche Herr Fuchs gegen den von mir gemachten Versuch, im Einklange mit den nüchternen Anschauungen älterer Forscher die Abstammung der sarmatischen Fauna auf dem einfachsten und naheliegendsten Wege, ohne Zuhilfenahme hypothetischer Verbindungen mit entfernten Meeren, zu erklären, vorzubringen gewusst hat.“ Der Schwerpunkt dieses Satzes liegt ganz klar in dem Passus „ohne Zuhilfenahme hypothetischer Verbindungen mit entfernten Meeren“, der Gegensatz zu nüchtern im Worte hypothetisch und es ist ganz überflüssig, wenn Herr Fuchs etwas Anderes in diesem Satze sucht, als was klar damit gemeint und ausgesprochen ist.

Herr Fuchs freilich lässt zunächst durchblicken, dass ich ebenfalls nicht auf jenem Boden der „nüchternen Forschung“ stehe, indem ich behaupte, dass die Arten der sarmatischen Fauna **sämmtlich** bereits zur Zeit der marinen Mediterranstufe gelebt hätten und dass die sarmatische Fauna nichts weiter sei, als „ein minimaler Rest der vorangegangenen Mediterranfauna“. Ich habe schon zum so- und sovielten Male darauf hingewiesen, dass ich das erstere nicht behauptet habe, und begnüge mich an dieser Stelle abermals auf pag. 135 und pag. 148 meiner ersten Arbeit zu verweisen.[1]) Ich könnte nun die folgenden Deductionen von Fuchs (pag. 139) ebenfalls übergehen, sie sind aber so interessant, dass ich denselben doch folgen will. Herr Fuchs frägt nämlich, woher kommt denn die Fauna der Congerienschichten und jene der levantinischen Stufe? Haben die Arten dieser Ablagerungen auch schon zur Zeit der sarmatischen Stufe und der Mediterranstufe irgendwo verborgen gelebt und ist die Fauna der Congerienschichten auch nur ein minimaler Ueberrest der sarmatischen oder der mediterranen Fauna? Darauf ist nun meiner Ansicht nach zu erwiedern: Gewiss haben die Stammformen dieser Arten und einzelne dieser Arten selbst bereits zur sarmatischen Zeit (ich verweise hier auf die Mischfauna an der Grenze beider Ablagerungen, nach den eigenen Angaben von Fuchs, sowie auf die Beziehungen zwischen den Cardien, Melanopsiden etc. beider Faunen), vielleicht auch noch früher gelebt und sich bei Eintritt günstiger Bedingungen zur Congerienzeit so mannigfaltig entwickelt und verbreitet. Ein minimaler Ueberrest der sarmatischen oder Mediterranfauna ist deshalb die Congerienfauna nicht direct zu nennen, obwohl Theile der

---

[1]) Um alle weiteren Erörterungen diesbezüglich abzuschneiden, bemerke ich, dass auch eine etwaige Berufung auf den Schlusspassus meiner zweiten Arbeit Herrn Fuchs nicht zum Ziele führen würde, denn, wenn es dort heisst, die sarmatische Fauna sei nichts als ein minimaler Ueberrest der vorangegangenen Miocänfauna so ist das lediglich eine ganz correcte und logisch unanfechtbare Abkürzung des Passus pag. 148 meiner ersten Arbeit und der Satz ist vollständig in dem von mir weitläufig auseinandergesetzten Sinne ergänzt, sobald man ohne anderweitige Aenderung nur den erläuternden Zusatz von pag. 148 einschiebt: „zum Theile verkümmerter, zum Theile durch Isolirung und brackische Einflüsse degenerirter oder abgeänderter“ (nämlich minimaler Bestandtheil). Ich berufe mich hier nochmals darauf, dass ich von anderer Seite wohl verstanden worden bin.

sarmatischen Fauna und Arten der zur sarmatischen Zeit bereits existirenden Süsswasserfauna in ihr unzweifelhaft vorhanden sind; in der Fauna der Congerienstufe überwiegen aber wahrscheinlich die abgeänderten, resp. neuentstandenen Arten, ganz abgesehen davon, dass gerade die Süsswasserformen hier eine weitaus grössere Rolle spielen. Herr Fuchs scheint nun allerdings zu glauben, dass ich in meinen Behauptungen und Ansichten nicht so weit gehen würde, denn er sagt (Schlusspassus pag. 139): „Es scheint nun allerdings Forscher zu geben (es sind freilich nicht ältere, auch weiss ich nicht, ob es die nüchternsten sind), welche sich ähnlichen Anschauungen zuzuneigen scheinen, aber ich glaube doch, dass Bittner Anstand nehmen würde, eine derartige Behauptung im Ernste aufzustellen." Ja, gehört denn Fuchs nicht selbst unter die Forscher, welche ähnlichen Anschauungen huldigen [1]), wenn er in den Sitzungsber. Akad. 1877, pag. 16, in seiner Arbeit „Ueber die Natur der sarmatischen Stufe" sagt: „Von einem höheren Gesichtspunkte aus könnte man auch die Fauna des Caspischen Sees und der Congerienschichten als verarmte Faunen von sarmatischem Charakter betrachten?" Der Standpunkt, den Fuchs in der soeben citirten Schrift bezüglich der sarmatischen Fauna einnimmt, ist ja überhaupt von dem meinigen absolut nicht zu unterscheiden!

Aber Fuchs verallgemeint seinen gegenwärtig eingenommenen Standpunkt noch mehr, indem er pag. 140 frägt, wenn selbst Congerienschichten, sarmatische Stufe und marines Miocän nur habituell verschiedene Glieder einer grossen Miocänfauna seien, woher denn diese Miocaenfauna stamme? ob sie bereits zur Eocänzeit irgendwo verborgen vorhanden war, und wenn nicht, woher sie gekommen ist? und so rückwärts von Eocän zur Kreide u. s. f. Auch hier kann sich Fuchs von seinem principiell festgehaltenen Standpunkte der Unterstellungen nicht frei machen. Die Miocänfauna kann ganz gut als von der Eocänfauna abstammend gedacht werden, ohne dass sie in genau derselben specifischen Zusammensetzung bereits zur Zeit des Eocäns als „irgendwo verborgen" vorhanden gedacht werden müsste.

Die sarmatische Fauna ist ja nach Fuchs nur ein einzelner Fall aus einer langen Reihe ähnlicher Fälle und Fuchs gesteht, dass es ihm niemals recht eingeleuchtet habe, warum man gerade bei der sarmatischen Fauna nach ihrer Herkunft fragt, während man diese Frage doch mit gleichem Recht eigentlich bei jeder neu auftretenden Fauna stellen könnte. Ja, warum hat denn gerade auch Herr Fuchs sich speciell mit der Erörterung „über die Natur der sarmatischen Stufe" eingehend beschäftigt, wenn ihm das niemals recht ein-

[1]) Auch auf einen eclatanten Fall darwinischer Anschauungsweise bei Fuchs möchte ich hier aufmerksam machen. In einem Referate (Neues Jahrb. f. Min., 1882, I, 263) über G. Capellini's Arbeit „*Strati a Congerie etc. di Pisa e Livorno*" sagt Fuchs: „Die merkwürdigste der neubeschriebenen Formen ist jedenfalls das Genus *Uniocardium*. Der Verfasser will darin ein Mittelding zwischen Cardium und Unio sehen, doch vermag ich mich dieser Ansicht durchaus nicht anzuschliessen. Ich kann in dieser Form nur eine sehr weit getriebene **Abänderung** des Cardientypus erblicken, und zwar um so mehr, als das aus denselben Schichten beschriebene *Cardium cypricardioides* bereits alle wesentlichen Eigenthümlichkeiten von *Uniocardium*, wenn auch nicht in so extremem Maasse, zeigt."

geleuchtet hat? Das specielle Interesse aber, welches sich gerade an die sarmatische Fauna knüpft, liegt darin, dass wir, wie Suess: „Antlitz der Erde", pag. 417, hervorhebt, einen nicht unbeträchtlichen Theil der sarmatischen Conchylienfauna vorläufig wahrscheinlich als autochthon anzusehen haben und dass wir demnach in demselben ein Beispiel einer eingeborenen und an ihrer Geburtsstätte haftenden Fauna in einem ausgedehnten Meerestheile besitzen würden.

Die Frage nach der Entstehung dieser Fauna oder nach ihrer Herkunft, wie sich Fuchs ausdrückt, ist in letzter Instanz freilich ident mit der Frage nach der Entstehung neuer Arten, aber solange man zur Lösung dieser Frage keine sichere wissenschaftliche Grundlage gefunden hat, scheint Herrn Fuchs die Frage nach der Herkunft dieser oder jener Fauna nicht in den Rahmen wissenschaftlicher Erörterung zu gehören. Dies sei auch der Standpunkt gewesen, den Fuchs immer in dieser Frage eingenommen habe, und wenn ich anführe, Herr Fuchs hätte die sarmatische Fauna durch eine Einwanderung aus dem indischen Ocean zu erklären gesucht, so sei dies eigentlich ein Missverständniss! Mit der einmal von Fuchs gemachten Bemerkung, „dass man die sarmatische Fauna vielleicht einmal in ähnlicher Weise als eine Dependenz des indischen Faunengebietes betrachten werde, wie die Fauna des schwarzen Meeres eine Dependenz des Mittelmeeres bildet", sollte, wie Fuchs weiter hervorhebt, eigentlich nur die Thatsache nachdrücklicher hervorgehoben werden, dass die sarmatische Fauna nicht sowohl den Charakter einer borealen, sondern den einer **verarmten** (!) tropischen Fauna zeige. Irgend eine „Erklärung" damit zu geben habe aber Fuchs durchaus nicht beabsichtigt, was wohl am besten daraus hervorgehe, dass er dieser Bemerkung in seiner „Geologischen Uebersicht der jüngeren Tertiärbildungen etc." mit keiner Silbe erwähnt habe.

Zu diesen Ausführungen habe ich zunächst zu bemerken, dass jenes Missverständniss nicht mir zur Last fällt, wie sowohl aus dem Fuchs'schen Urtexte, als aus dem von mir gegebenen Citate desselben pag. 135 meiner ersten Arbeit klar hervorgeht. Dieses „Missverständniss", welches gar nicht zu vermeiden war, war ein Hauptgrund, dass ich mir Mühe gegeben habe, den Nachweis dafür aus der Literatur zu erbringen, dass die von Fuchs und Suess als ausschliesslich sarmatisch bezeichneten Arten zum grössten Theile bereits in der vorangegangenen Marinfauna gelebt hätten. Der Art und Weise, wie Herr Fuchs jene von ihm selbst gethane Aeusserung heute auslegt, d. h. der Ansicht, dass die sarmatische Fauna den Charakter einer **verarmten** (!) tropischen Fauna (oder doch der eines wärmeren Meeres) zeigt, schliesse ich mich mit Vergnügen an. Herr Fuchs irrt aber, wenn er jene Bemerkung, die zu dem „Missverständnisse" Anlass gab, in seiner „geologischen Uebersicht" nicht erwähnt zu haben glaubt. Ich kenne sie im Gegentheile nur aus dieser Fuchs'schen Schrift, in welcher man sie pag. 698 des Jahrganges der Zeitschrift der Deutsch. geol. Ges. 1877 sowohl, als auch im Führer zu den Excurs. d. D. geol. Ges. Wien, 1877, pag 101 nachlesen kann.

Nachdem nun dieses „Missverständniss" beseitigt ist, besteht überhaupt gar keine Differenz mehr zwischen den seinerzeit

von Fuchs (Akad. Sitzungsber., 1877) und den gegenwärtig von mir vertretenen Ansichten über den Charakter der sarmatischen Fauna. Es war dieses „Missverständniss“ überhaupt der einzige Punkt, dessen Besprechung (in meiner ersten Arbeit) man bei einigem guten Willen als einen Angriff auf die Ansichten des Herrn Fuchs hätte deuten können. Nachdem diese Differenz beigelegt ist, und zwar dadurch, dass Herr Fuchs seine Ansicht modificirt, resp. zurückgezogen hat, herrscht völlige Harmonie in den beiderseitigen Anschauungen. Herrn Fuchs ist das ja ebenfalls an dieser Stelle klar geworden, denn unmittelbar darauf (pag. 140) sagt er: „Indem ich daher noch einmal betone, dass mir bei dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse die Frage nach der Herkunft der einzelnen Faunen im Allgemeinen keine wissenschaftliche Basis zu haben scheine, fällt es mir gewiss nicht ein, diese Bemerkung gegen die Bittner'sche Theorie als Argument zu gebrauchen, **und räume ich gerne ein, dass dieselbe bei alledem in dem vorliegenden speciellen Falle ganz gut vollkommen begründet und richtig sein könnte.**

Da darf man denn doch wohl fragen[1], wozu die ganze Polemik, welche von Herrn Fuchs in seinem ersten Referate ohne Grund begonnen und mit so grossem Aufwande an persönlicher Gereiztheit geführt worden ist, wenn mir Herr Fuchs hier zum Schlusse seiner Auseinandersetzungen ganz einfach zugestehen muss, dass ich in dieser Frage nach der Herkunft der sarmatischen Fauna ganz gut vollkommen Recht haben könne?! Mehr kann man doch wohl auch von dem sanftesten Gegner nicht verlangen. Indem ich also constatire, dass sich die ganze Controverse durch diese Erklärung von Fuchs zum Schlusse in eitel Wohlgefallen und Uebereinstimmung auflöst, muss ich mich zugleich ausser Stande erklären, den von Herrn Fuchs (pag. 141) geforderten zwingenden Beweis, dass sich die sarmatische Fauna in der von mir angenommenen Weise aus der vorangehenden miocänen Marinfauna herleite[2], zu erbringen. Herr Fuchs muthet mir hier eine ganz unmögliche Leistung zu, nämlich die, ihn zuerst zu einem bewussten Anhänger Darwin'scher Anschauungsweise zu machen oder doch ihn wenigstens davon zu überzeugen, dass wir heute bereits zur Lösung der Frage nach der Entstehung neuer Arten eine hinreichend sichere wissenschaftliche Grundlage besitzen. Das erreichen oder auch nur den Versuch dazu wagen zu wollen, liegt aber ganz ausserhalb des Bereiches meiner Bestrebungen. Ich werde mich im Gegentheile sorgfältig hüten, mit Herrn Fuchs in eine Discussion über dieses Thema einzutreten. Wenn es Herrn Fuchs Befriedigung gewähren kann, sich

[1]) Diese Frage haben sich auch schon Andere, Unbetheiligte, gestellt, so Prof. F. Toula in Verhandl. d. geol. R.-A., 1884, pag. 232.

[2]) Es scheint Herrn Fuchs ganz und gar entgangen zu sein, dass seine Darstellung an einer merkwürdigen Inconsequenz leidet. Während er mir anfangs unterstellt (noch pag. 139), dass ich behaupte, die Arten der sarmatischen Stufe hätten sämmtlich bereits zur Zeit der marinen Mediterranstufe gelebt, redet er zum Schlusse immer von der Entstehung neuer Arten und Faunen. Herr Fuchs scheint also doch ebenfalls verstanden zu haben, dass auch ich behaupte, ein Theil der sarmatischen Fauna bestehe aus solchen „neuen“ Arten; es ist also nicht recht einzusehen, wieso er mir bis pag. 139 seiner Arbeit immer die Behauptung unterstellen konnte, alle sarmatischen Arten hätten bereits zur Zeit der marinen Mediterranstufe gelebt!

vorzustellen, „dass die Veränderungen der Fauna, welche wir im ungarischen Neogenbecken beobachten, keineswegs einfach die Folge der veränderten äusseren Lebensbedingungen sind, sondern dass dieselben noch von ganz anderen Factoren bedingt werden, welche sich bis jetzt der wissenschaftlichen Erkenntniss vollständig entziehen" (Zeitsch. d. Deutschen geol. Ges., 1877, 697), so achte ich diese Ansicht als seine persönliche Meinung, welche mir nicht schlechter, aber auch nicht besser zu sein dünkt, als meine eigene, die dahin geht, dass ich mir die Entstehung neuer Arten und ganzer Faunen auf dem Wege der Filiation, und zwar bedingt durch ein Zusammenwirken innerer Mutationsfähigkeit der Organismen mit Einflüssen von aussen vorstelle. Und dieser Standpunkt erscheint mir für meine Person vollkommen befriedigend, ja ich halte denselben nicht einmal für wesentlich verschieden von dem, welchen Fuchs einnimmt. Wenn sich nun Herr Fuchs, abgesehen von dieser kleinen Differenz in den persönlichen Meinungen und trotz derselben herbeilässt, zuzugeben, wie er das pag. 140 seiner Arbeit thut, dass ich im Wesen der uns speciell beschäftigenden Frage, d. h. in der Frage nach der Herleitung der sarmatischen Fauna, ganz gut Recht haben könne, so kann ich mich mit diesem Resultate vollkommen zufrieden geben. Es sei schliesslich nur noch hervorgehoben, dass ich meinerseits die Discussion über den hier behandelten Gegenstand für abgeschlossen betrachte.

II.

Ich wende mich nun zu dem zweiten Gegenstande, zu dem gegenseitigen Verhältnisse der Faunen der beiden Mediterranstufen des Wiener Miocäns. Wie schon Eingangs hervorgehoben, unterstellt mir Herr Fuchs hier zunächst, ich hätte den Nachweis erbringen wollen, es sei eine sichere Unterscheidung zwischen erster und zweiter Mediterranstufe heutzutage nach der Fauna überhaupt nicht möglich. Diesbezüglich verweise ich auf die Eingangs gegebene Auseinandersetzung, aus welcher, sowie aus meiner zweiten Arbeit, pag. 145, klar hervorgeht, was ich behauptet habe.

Herr Fuchs bemerkt (pag. 141) zunächst, dass die ganze Methode des von mir versuchten Beweises (— ich habe aber, wie schon hervorgehoben, einen solchen Beweis wie Fuchs ihn meint, gar nicht versucht! —) schon vollständig unrichtig sei. „Nehmen wir an," sagt Herr Fuchs weiter, „dass wirklich alle Arten der ersten Mediterranstufe aus einzelnen Localitäten der zweiten Mediterranstufe nachgewiesen wären, so folgt daraus noch immer lange nicht, dass man die erste Mediterranstufe von der zweiten nicht unterscheiden könne [1]), und dass das paläontologische Material hiezu ungenügend sei. Denken wir uns doch, dass in einem bestimmten grösseren Gebiete zwei Systeme von Ablagerungen übereinander folgen, von denen jedes 100 eigenthümliche Arten besitzt. Denken wir uns nun, dass in 100

[1]) Ist auch von mir, wie ich abermals hervorzuheben genöthigt bin, durchaus nicht behauptet worden, sondern etwas ganz Anderes!

Localitäten des jüngeren Systems je eine der Arten des älteren Systems vorkommt, was wird die Folge davon sein? Die Folge wird sein, dass alle Arten der ersten·Stufe auch in der zweiten vorkommen, dass es keine einzige Art gibt, welche der ersten Stufe wirklich ausschliesslich eigenthümlich ist, und dennoch wird man in jedem einzelnen Falle auf den ersten Blick mit voller Sicherheit entscheiden können, ob die betreffende Localität in die ältere oder in die jüngere Stufe gehöre und wird es wohl kaum Jemandem einfallen, zu behaupten, man könne den Unterschied zwischen beiden Stufen nicht aufrecht erhalten. Mit anderen Worten, in solchen Fragen kommt es niemals auf vereinzelte Arten, sondern auf die Vergesellschaftung derselben an und es sind Fälle ganz gut möglich, wo jede Art einzeln für sich genommen gar nichts beweist und ihre Vergesellschaftung dennoch einen vollkommenen Beweis gibt."

So einleuchtend, wie Herr Fuchs zu glauben scheint, ist diese Deduction, sowohl an sich, als in's Allgemeine übertragen, durchaus nicht. Ich gebe zu, dass man in einem bestimmten Gebiete, in dem gleichzeitig die Lagerungsverhältnisse bekannt sind, möglicherweise in allen Fällen unter der Fuchs'schen Voraussetzung die beiden Stufen mit Sicherheit auseinanderzuhalten im Stande sein kann, aber dann geschieht es eben in erster Linie auf Grund der bereits bekannten Lagerung. Denken wir uns aber einen Fall, wo in einer bestimmten Localität oder Schicht, deren Lagerung gar nicht oder ungenügend bekannt ist, und deren Alter eben erst auf Grundlage der Fauna fixirt werden soll, unter einer Anzahl von Arten, welche in der jüngeren Stufe bekannt und nachgewiesen, oder welche beiden Stufen gemeinsam und für keine derselben bezeichnend sind, eine der „eigenthümlichen" Arten der älteren Stufe, welche aber gleichzeitig auch aus der jüngeren Stufe bekannt ist, auftritt, wird man diese Localität oder Schicht zur ersten oder zur zweiten Stufe zu rechnen haben? Auch nach Fuchs' soeben gehörter Ausführung wird man wohl diese Schicht mit Sicherheit weder zur ersten, noch zur zweiten Stufe zu rechnen im Stande sein! Da haben wir also genau den Standpunkt, auf welchem ich stehe, wenn ich behauptet habe, dass die Zutheilung gewisser Ablagerungen zur ersten Mediterranstufe auf Grund einer oder einiger weniger Horner Arten, die aber gleichzeitig bereits in der zweiten Mediterranstufe nachgewiesen sind, nicht als absolut sicher angesehen werden könne! Und damit ist zugleich erwiesen, dass gerade die Methode, welcher ich mich hier bedient habe, die richtige ist. Die genaue Kenntniss der stratigraphischen Verhältnisse ist eben hier unumgängliche Vorbedingung. Ist eine solche Kenntniss nicht vorhanden, so kann in derartigen Fällen überhaupt schwer oder gar nicht mit Bestimmtheit entschieden werden und es können dieselben demnach auch nicht als Grundlage weiterer Schlüsse dienen.

Aber es braucht ja in dem Fuchs'schen Vergleiche nicht immer in jedem Falle nur um eine Art sich zu handeln. Es können ja in einer Localität oder Schicht anstatt einer, zwei, drei, mehrere Arten, die für die ältere Stufe bezeichnend sein sollen, auftreten, und es soll entschieden werden, ob diese Localität der ersten oder der zweiten

Stufe angehöre. Wenn nun alle diese für die ältere Stufe als bezeichnend geltenden Arten hin und wieder bereits in der zweiten Stufe nachgewiesen, demnach für die erste Stufe wirklich nicht ausschliesslich bezeichnend sind, wie wird denn dann die Entscheidung fallen? Welcher Stufe wird eine solche Localität oder Schicht, über deren nähere Lagerungsverhältnisse man nichts weiss, zufallen? Der ersten oder der zweiten? Und wie viele Arten sind nothwendig von jenen 100 älteren Arten, von denen, um bei Fuchs' Gleichniss zu bleiben, vielleicht keine einzige der ersten Stufe eigenthümlich ist, um eine für die Zutheilung zur ersten Stufe ausreichend beweiskräftige Vergesellschaftung zu bilden? Nehmen wir doch ein concretes Beispiel her: Im N. Jahrbuche für Mineralogie etc. 1883, II, pag. 395, zählt Fuchs nach A. de Gregorio folgende Fauna aus miocänen Schichten von Nicosia in Sicilien auf: *Murex sublavatus, Murex rudis, Eburna Caronis, Ranella spinulosa, R. marginata, Triton tuberculiferum, Fasciolaria Tarbelliana, Cancellaria acutangula, Ficula condita, Pyrula rusticula, Cassis saburon, Oliva cylindracea, Ancillaria glandiformis, Conus Allioni, C. fuscocingulatus, Natica propevulcanica, Cerithium Seguenzae, Turritella terebralis, Turr. cathedralis, Serpulorbis arenarius, Solarium corocollatum, Xenophora Deshayesi, Arca umbonata, Arca barbata, Pecten spinulosus.* Als welchem Niveau angehörend wird man diese Fauna nun wohl erklären dürfen? Fuchs gibt an der citirten Stelle folgende ganz präcise Antwort darauf: „Der Gesammthabitus der Fauna und namentlich das Vorkommen von *Turritella terebralis* und *Turr. cathedralis* sprechen für die erste Mediterranstufe und wären somit das erste Mal Ablagerungen dieses Horizontes in Sicilien **nachgewiesen.**" (!) Der „Gesammthabitus" ist hier in der That wohl schwerlich ausschlaggebend, das Hauptgewicht liegt offenbar auf den beiden genannten Turritellen. Nun kommt *Turr. cathedralis* auch nach Fuchs sowohl in Grunder Schichten als auch in noch jüngeren marinen Miocänablagerungen vor, *Turr. gradata* aber (= *terebralis*) auch noch in Grunder Schichten, und zwar daselbst gerade sehr häufig, also ebenfalls noch in der jüngeren Mediterranstufe nach dem Stande unserer heutigen Eintheilung. Man darf also wohl mit Recht fragen, ob diese Zutheilung der die Fauna von Nicosia führenden Schichten zur ersten Mediterranstufe auf Grund dieser beiden für die erste Mediterranstufe keineswegs ausschliesslich bezeichnenden Conchylien und auf Grund des „Gesammthabitus" eine so über allen Zweifel erhabene ist? Wer garantirt denn Herrn Fuchs dafür, dass nicht etwa hier einer der von ihm selbst angenommenen Fälle vorliegt, in welchem in einer Localität des jüngeren Systems neben einer Anzahl gar nicht bezeichnender, oder theilweise vielleicht sogar für die jüngere Stufe bezeichnender Conchylien eine oder zwei Arten auftreten, die zwar für die erste Stufe als bezeichnend gelten, aber eigentlich doch auch nicht bezeichnend sind, demnach für eine endgiltige Zuweisung dieser Schicht zur ersten Stufe ebensowenig entscheiden können, als die übrigen ebenfalls nicht bezeichnenden Arten?!

Nehmen wir noch einen anderen Fall her. Fuchs erklärte seinerzeit (Verhandl., 1868, pag. 50) eine Fossilsuite von Valsugana in Südtirol als der zweiten Mediterranstufe angehörend. R. Hoernes (Verh.,

1877, 179) suchte später nachzuweisen, dass daselbst Ablagerungen der ersten Mediterranstufe vorkämen und bezieht sich dabei auf zwei Arten, *Venus islandicoides Lam.* von Eggenburg und *Isocardia subtransversa Orb.* Suess endlich erklärt (Antlitz d. Erde, pag. 408) offenbar dieselben Ablagerungen, die R. Hoernes im Auge hatte (Mte. Civerone), für der zweiten Mediterranstufe angehörig. Wer hat also hier Recht? Welcher Stufe gehören diese Schichten an? Oder sind vielleicht beide Stufen vertreten? Und was für Anhaltspunkte hat man, um diese Ablagerungen der einen oder der anderen oder beiden Stufen zuzuweisen? Waren für Prof. Suess die faunistischen Gründe, welche R. Hoernes anführt, nicht ausschlaggebend genug, um jene Schichten des Mte. Civerone zur ersten Mediterranstufe rechnen zu können? Dann würde ja auch Prof. Suess ganz auf dem von mir eingenommenen Standpunkte stehen, von dem aus ich behaupte, dass derartige, auf Grund einzelner sogenannter „bezeichnender“ Horner Arten vorgenommene Horizontbestimmungen nicht die nöthige Sicherheit besitzen. Kurz, die Methode, auf Grund deren ich meine Behauptungen aufgestellt habe, ist, wie es scheint, eine recht brauchbare und keineswegs eine vollständig unrichtige, wie Herr Fuchs nachweisen möchte.

Sehen wir aber, was Herr Fuchs weiter vorbringt. Er sagt (pag. 142): „Es ist bekannt, dass zwischen den Ablagerungen der ersten und jenen der zweiten Mediterranstufe als eine eigenthümliche Uebergangsbildung die Grunder Schichten liegen, in denen sich die Faunen der beiden Stufen in eigenthümlicher Weise mischen und welche man mit ziemlich gleichem Rechte zur ersten oder zur zweiten Mediterranstufe ziehen kann. Ich (Fuchs) habe es vorgezogen, sie als den ältesten Theil der zweiten Mediterranstufe zu betrachten, mit der ausdrücklichen Bemerkung jedoch, dass sie hier einen selbstständigen, von der typischen zweiten Mediterranstufe getrennten Horizont bilden. Was thut nun Herr Bittner? Herr Bittner führt alle Horner Arten, die noch in den Grunder Schichten vorkommen, wenn sie auch durchaus nicht in die höheren, typisch tortonischen Bildungen hinaufreichen, ohne weiter ein Wort zu verlieren, ganz gemüthlich als in der zweiten Mediterranstufe vorkommend an. Dies geht denn doch über den Spass etc.“ Zum Schlusse frägt mich Herr Fuchs, ob ich dieses „Manöver“ nicht für eine „Erschleichung von Beweismitteln“ halte? In Wirklichkeit sei aber ein derartiges Vorgehen ganz unzulässig. „Arten der Horner Schichten, welche bis in die Grunder Schichten reichen, jedoch nicht höher hinaufgehen, sind vollkommen charakteristisch für die ältere miocäne Fauna, und Arten, welche in den Grunder Schichten beginnen und von hier weiter hinaufgehen, ohne in den tieferen Schichten vorzukommen, sind ebenso bezeichnend für die jüngere miocäne Fauna, dieselben mögen in den Grunder Schichten noch so oft zusammen gefunden werden und man möge die Grunder Schichten zur ersten oder zur zweiten oder zu keiner der beiden Stufen stellen.“ Wenn Herr Fuchs glaubt, über diese Principien sollte unter Fachmännern keine Discussion mehr nöthig sein, so kann ich ihm abermals nicht beistimmen, denn gerade die hier von ihm verfochtenen Principien scheinen mir einer solchen Discussion noch ausserordentlich bedürftig zu sein,

ja eine solche geradezu herauszufordern. Gerade dieses Capitel von den Grunder Schichten besitzt in der Fuchs'schen Anschauungsweise so schwache Seiten, wie kein zweites. Herr Fuchs weiss das recht genau, aber wie ein kluger Stratege gerade an den schwächsten Punkten seiner Stellung den grössten Lärm macht, um seinen Gegner zu täuschen und irrezuführen, so auch Herr Fuchs. Ich werde mir aber erlauben, die Fuchs'sche Stellung, was die Grunder Schichten betrifft, in einem eigenen Nachtrage und Anhange zu beleuchten, um an dieser Stelle nicht allzu ausführlich werden zu müssen, und ich beschränke mich hier auf folgende Bemerkungen: Der Passus bei Fuchs, welcher besagt, er betrachte die Grunder Schichten als den ältesten Theil der zweiten Mediterranstufe, mit der ausdrücklichen Bemerkung, dass sie hier einen selbstständigen, von der typischen zweiten Mediterranstufe getrennten Horizont bilden, bedeutet an und für sich einen Widerspruch. Wenn diese Schichten der älteste Theil der zweiten Mediterranstufe sind, so können sie nicht gleichzeitig einen selbstständigen, von der typischen zweiten Mediterranstufe getrennten Horizont bilden. Der Sinn kann hier nur der sein, dass die zweite Mediterranstufe in einen älteren Theil, die sogenannten Grunder Schichten, und in einen jüngeren Theil, die zweite Mediterranstufe im engeren Sinne, zerfällt. Sind die Grunder Schichten so weit von dem oberen Theile der zweiten Mediterranstufe verschieden, dass sie diesem gegenüber als nicht typisch erscheinen, so thäte man besser, sie ganz einfach abzutrennen und sie entweder mit der ersten Mediterranstufe zu vereinigen oder als selbstständigen Zwischenhorizont zu betrachten. Sind aber die Gründe, welche Fuchs dazu führen, sie dennoch zur zweiten Mediterranstufe zu ziehen, gewichtiger als die entgegenstehenden, so werden die Grunder Schichten demnach wohl zu der zweiten Mediterranstufe wirklich engere Beziehungen haben. Sei dem aber wie ihm wolle, Fuchs erklärt die Grunder Schichten in seiner vorliegenden Schrift für einen Theil, wenn auch für den ältesten, der zweiten Mediterranstufe. Demzufolge gehören nach den gewöhnlichen Denkgesetzen auch alle in diesem Theile der zweiten Mediterranstufe vorkommenden Arten dieser zweiten Mediterranstufe an, d. h. mit anderen Worten sie kommen in der zweiten Mediterranstufe vor oder sie sind Arten der zweiten Mediterranstufe. Daran lässt sich nach den Grundsätzen der heutzutage üblichen Logik absolut nichts ändern, und zwar kommt man zu diesem Resultate, ohne dass man im Mindesten nöthig hätte, „ein über den Spass gehendes Manöver“ auszuführen oder „Beweismittel zu erschleichen“. Da nun ein solches Vorgehen logisch richtig ist, ist es selbstverständlich auch zulässig. Dagegen lässt sich gegen das, was Fuchs weiterhin behauptet, ein schweres Bedenken nicht unterdrücken. Woher weiss man denn in jedem einzelnen Falle, ob eine bestimmte Art der Horner Schichten nicht höher hinaufreicht, als in die Grunder Schichten oder umgekehrt? Das soll ja in den meisten Fällen erst durch Erfahrung erhoben werden. Es würde die Tertiärgeologie freilich unendlich erleichtern und vereinfachen, wenn bei jeder Art schon auf der ursprünglichen Fundstätte ein gedruckter Zettel beiliegen würde mit der kurzen Bemerkung: g. n. h. h., d. h. „geht nicht höher hinauf“ oder

k. n. t. v. „kommt nicht tiefer vor.“ Aber, selbst angenommen, man wüsste das für gewisse Arten mit Bestimmtheit, so möchte ich doch noch Folgendes zu erwägen geben: Wenn Arten der Horner Schichten, die bis in die Grunder Schichten reichen, jedoch nicht höher hinaufgehen, vollkommen charakteristisch für die ältere Miocänfauna sind, so müssen doch wohl nach den Regeln der Denkkunst Arten der Horner Schichten, welche bis über die Grunder Schichten hinausgehen — also z. B. *Turritella cathedralis, Mactra Bucklandi, Arca umbonata, Arca Fichteli* und zahlreiche andere „bezeichnende“ Arten der Horner Schichten! — für einen grösseren verticalen Abschnitt, als jenen der Horner Schichten, bezeichnend sein? Und ebenso müssen wohl doch auch Arten der zweiten Mediterranstufe, die bereits in den Horner Schichten beginnen und bis in's Pliocän und in die Jetztzeit hineinreichen, für einen grösseren verticalen Abschnitt als den der zweiten Mediterranstufe, bezeichnend sein?! Gerade von der Art aber sind die meisten von den Fällen, um welche es sich hier handelt. Sie sind vom rein paläontologischen Standpunkte wohl kaum mit Sicherheit zu entscheiden, man muss auch hier wieder stratigraphische Erfahrungen zu Hilfe nehmen.[1])

Nur soviel ist sicher, dass im Gegensatze zu dem, was Fuchs pag. 143 behauptet, gerade die hier einschlägigen Fragen noch ausserordentlich discussionsfähig und theilweise sogar discussionsbedürftig sind.

Herr Fuchs kommt nun zu einem dritten Punkte. Er sagt, ich führe eine Reihe von Horner Arten an, welche zwar in der zweiten Mediterranstufe fehlen, dagegen in jüngeren Ablagerungen oder noch lebend vorkommen sollen (nicht sollen, sondern wirklich vorkommen!) woraus meiner Ansicht nach der Schluss von selbst folge, dass diese Arten nicht zur Charakterisirung der ersten Mediterranstufe dienen könnten. Diese Folgerung sei jedoch keineswegs so selbstverständlich.

Dem gegenüber berufe ich mich auf Fuchs' unmittelbar vorangegangene Ausführungen, gelegentlich welcher er selbst sagt, dass Arten der Horner Schichten, die bis in die Grunder Schichten reichen, jedoch nicht höher hinaufgehen, vollkommen charakteristisch für die ältere miocäne Fauna seien; — ich habe soeben zu bemerken Gelegenheit gehabt, dass nach diesem Grundsatze selbst logischerweise Arten, welche aus den Horner Schichten bis über die Grunder Schichten hinauf, vielleicht sogar bis in die Jetztwelt reichen, für einen grösseren Zeitabschnitt als den der Horner Schichten charakteristisch sein müssen, daher nicht gleichzeitig für den geringeren Zeitabschnitt der Horner Schichten unbedingt charakteristisch sein können. Dabei ist es gleichgiltig, ob sie zufällig in der zweiten Mediterranstufe

[1]) Einzelne Petrefacten beweisen überhaupt innerhalb gewisser Grenzen für das Alter der Fauna oder Schicht, in der sie auftreten, nur sehr wenig oder gar nichts. Das gilt z. B. auch für *Cardium cingulatum* oder *Isocardia subtransversa* der Horner Schichten, auf deren oligocänen Charakter man sich bisweilen beruft. Sowie man die Horner Schichten auf Grund dieser beiden Arten als etwas älteres gegenüber dem übrigen Wiener Miocän ansehen möchte, ebenso gut könnte man die Sande mit *Polia legumen* oder *Solen vagina* der flachen Adriaküsten für ältere Ablagerungen als die übrigen recenten Bildungen des Mittelmeeres erklären, nachdem ja diese beiden Species bereits in älterem Miocän vorkommen und bei Wien sogar für die Horner Schichten als bezeichnend gelten.

nachgewiesen sind oder nicht. Als bedingt charakteristisch für die erste Mediterranstufe könnten diese Arten nur dann gelten, wenn es gelänge, positiv nachzuweisen, dass sie in der zweiten Mediterranstufe bestimmt nicht vorkommen. Ein solcher Nachweis kann aber a priori nicht geführt werden; ein Urtheil darüber ist in jedem Falle Erfahrungssache.

Der Hinweis auf eine andere, entfernter liegende Möglichkeit, solche Fälle zu erklären, genügt hier durchaus nicht, um eine näher liegende Möglichkeit wegzuräumen. Jene entfernter liegende Möglichkeit kann immerhin im Auge behalten werden, aber sobald sie Fuchs auf einen concreten Fall, beispielsweise den der *Mactra Bucklandi (striatella)* anzuwenden sucht, welche nach ihm innerhalb des mediterranen Miocäns nur in der älteren Mediterranstufe nachgewiesen ist und deshalb innerhalb des mediterranen Miocäns eben als bezeichnend für die erste Mediterranstufe gelten muss, regt er die Frage an, wieso es denn komme, dass *Mactra Bucklandi* innerhalb des mediterranen Miocäns nur als in der älteren Mediterranstufe nachgewiesen gilt? Das kommt wohl möglicher Weise — und diese Möglichkeit liegt mindestens ebenso nahe, als die von Fuchs angedeutete andere — nur daher, weil man, wenn man bei uns oder anderwärts die *Mactra striatella (Bucklandi)* in irgend einer Schicht findet, dieselbe ohne weiters auf Grund dieses Vorkommens für, der ältern Mediterranstufe zufallend zu erklären pflegt. Mit Zuhilfenahme dieses Circulus kommt die *Mactra Bucklandi* natürlich nie über die erste Mediterranstufe hinaus und bleibt ein bezeichnendes Leitfossil derselben. Thatsächlich kommt *M. Bucklandi* aber in Südfrankreich auch in jüngeren Schichten vor, so im Falun von Cestas-Saucats, der kaum älter sein kann, als unsere Grunder Schichten, und da sie im älteren Pliocän zu Asti und anderen Orten ebenfalls auftritt, so dürfte ihr bisheriges Nichtnachgewiesensein im Tortonien wohl schwerlich auf eine Auswanderung oder auf ein locales Erlöschen gerade während dieser Zeit zurückgeführt zu werden brauchen.

Weiterhin bemängelt Fuchs, dass ich gewisse recente Arten als nahe Verwandte miocäner Horner Arten angeführt habe. Dass ich damit irgend etwas hätte begründen wollen, davon kann nicht die Rede sein. Es sind einfach Citate nach M. Hoernes, dem ja auf diese Beziehungen hinzuweisen auch wichtig genug erschienen ist. Es ist übrigens vollkommen klar, dass, wenn gewisse Arten (z. B. *Murex capito*) in älteren Ablagerungen nicht vorhanden sind, dagegen in jüngeren Ablagerungen und sogar in der Gegenwart nahe Verwandte besitzen, dies ein Anhaltspunkt mehr ist, welcher dagegen zu sprechen scheint, dass gerade diese Arten für bestimmte altmiocäne Niveaus besonders charakteristisch sein sollten. Was speciell *Cardium Kübecki* anbelangt, so ist der Vergleich mit *C. magnum* zu gar nichts weiter verwendet worden, wie pag. 144 meiner zweiten Arbeit zeigt; *C. Kübecki* figurirt nach wie vor in meiner Liste der bisher als typisch geltenden Horner Arten. Für die Berufung auf die verwandten recenten Arten bei *Murex capito* und *Fusus burdigalensis* ist mir M. Hoernes als hinreichend sicherer Gewährsmann erschienen, von dessen diesbezüglichen Angaben ich auch, ohne sie zu controliren, Notiz nehmen zu dürfen

glaubte. Die Berufung auf diese Verwandtschaft war aber nicht der einzige Anhaltspunkt, welchen ich bei diesen beiden Arten anzuführen hatte, sonst wären sie ebenso in der Liste verblieben, wie *Cardium Kübecki!* Im Uebrigen muss ich auch hier wieder auf meine Arbeit, pag. 141 und 142, verweisen, durch deren Vergleich man sich überzeugen wird, welchen Grad von Wichtigkeit ich dieser „Reihe" von Arten (die sammt und sonders eigentlich nur aus *Murex capito* besteht, denn gegen die beiden anderen Arten weiss auch Herr Fuchs nichts einzuwenden), eigentlich beigelegt habe.

Herr Fuchs geht nun (pag. 144) zu den einzelnen von mir angeführten Arten über, wobei er vor Allem erklärt, dass in dem von mir entworfenen Verzeichnisse der charakteristischen Horner Arten eine ganze Reihe vorkommt, welche seines Wissens von Niemandem, gewiss aber nicht von ihm, für solche erklärt worden sind. Es sind dies:

Cassis sulcosa Lam., Murex Schönni Hoern., Patella ferruginea Gmel., Polia legumen Lin., Lutraria rugosa Chemn., Lima inflata Chemn.

Einzelne dieser Arten mussten von mir deshalb in jenes Verzeichniss aufgenommen werden, weil sie von M. Hoernes nur aus den Horner Schichten angeführt werden. Dahin gehören *Cassis sulcosa* (von R. Hoernes und Auinger neuestens als *C. subsulcosa* abgetrennt), *Murex Schönni* und *Patella ferruginea.*[1]) *Polia legumen* wird von Fuchs selbst wiederholt als charakteristische Art der älteren Mediterranstufe angeführt, so in Verhandl. 1873, pag. 178, ebenso in Verhandl., 1874, 106, hier neben *Solen vagina* und *Lutraria rugosa.* Da *Lutraria rugosa* hier als bezeichnende Horner Art erwähnt wird, trotzdem sie M. Hoernes auch aus Grund aufführt, so wurde endlich noch *Lima inflata* in diese Liste einbezogen. Nachdem Herr Fuchs auf alle diese sechs Arten kein Gewicht legt, so habe auch ich gewiss keinen Grund, dies zu thun.

Eine zweite Reihe der von mir angeführten Arten umfasst jene, welche nach Fuchs nur insoferne in der zweiten Mediterranstufe vorkommen, als man eben die Grunder Schichten in die zweite Mediterranstufe stellt. Keine dieser Arten ist nach Fuchs in den typischen Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe, d. h. in den Schichten über den Grunder Schichten nachgewiesen worden, und deshalb meint Fuchs, er brauche sich mit diesen Arten auch nicht weiter zu beschäftigen.

Hier macht sich Fuchs die Sache entschieden etwas zu leicht. Ich habe schon oben gezeigt, und es braucht kaum wiederholt zu werden, dass alle diese (14) Arten so lange Arten der zweiten Mediterranstufe sind, als man eben die Grunder Schichten in die zweite Mediterranstufe stellt. Nachdem nun Fuchs in der mir vorliegenden Arbeit die Grunder Schichten thatsächlich in die zweite Mediterranstufe stellt — und hier kann von einem Etwas-mehr- oder Etwas-weniger-Hineinstellen nicht die Rede sein, — so sind alle diese 14 Arten ganz von selbst Arten der zweiten Mediterranstufe. Daran ist nichts zu ändern.

[1]) Auch Rolle in seiner bekannten Arbeit Sitzungsber. Akad. XXXVI, 48, führt *Cassis sulcosa, Murex Schönni* und *Patella ferruginea* als den Horner Schichten eigenthümliche Arten an.

Die 14 Arten, um die es sich hier handelt, sind:

Fusus Burdigalensis Bast.
Cerithium Zelebori Hoern.
Turritella gradata Menke.
Lutraria sanna Bast.
Tapes Basteroti Mayer.
Venus Haidingeri Hoern.
Grateloupia irregularis Bast.
Cardita Zelebori Hoern.
Arca umbonata Lam.
Ara Fichteli Desh.
Mytilus Haidingeri Hoern.
Pecten Holgeri Gein.
Pecten Beudanti Bast.
Perna Rollei Hoern.

Abgesehen davon, dass alle diese Arten nach unserer heutigen, auf die Arbeit von Suess basirten Anschauung, welche die Schichten von Grund als Theil der zweiten Mediterranstufe betrachtet, wirklich Arten der zweiten Mediterranstufe sind, lässt sich auch — allerdings momentan nur aus der Literatur! — nachweisen, dass ein grosser Theil derselben auch in jenem oberen Niveau der zweiten Mediterranstufe vorkommt, welches Fuchs in neuerer Zeit als Tortonien oder typische zweite Mediterranstufe zu bezeichnen pflegt:

Cerithium Zelebori Hoern. Diese Art steht dem *C. rubiginosum* sehr nahe und es müssen auch in obermiocänen Ablagerungen ihm selbst sehr ähnliche Arten vorkommen. So führte Fuchs selbst seinerzeit (Verh., 1874, 221) aus Miocän von Castellina marittima *Cerith. cf. Zelebori* an. Andrussow erwähnt, (Verhandl., 1884, pag. 192) dass er ein *Cerithium* aus dem Tschokrakkalke der Krim ursprünglich als *C. Zelebori* bestimmt habe, wogegen Herr Fuchs der Meinung gewesen, dass diese Bestimmung „nicht ganz richtig" sei. Es wird diese Art sodann als *C. Cattleyae Baily* angeführt. Auch auf Hilber's *Cerithium Podhorcense* aus Ostgalizien (zweite Mediterranstufe) sei hingewiesen.

Lutraria sanna Bast. Nach Ch. Mayer im Helvetien I.—III. sowohl als recent. Eine recente Art kann schwerlich als unbedingt charakteristisches Leitfossil der Horner Schichten gelten, da man ja die Möglichkeit im Auge haben muss, sie jeden Augenblick auch in allen zwischenliegenden Ablagerungen aufzufinden. Nach Fontannes kommt *Lutraria sanna* in den Schichten mit *Cardita Jouanneti* von Visan vor.

Tapes Basteroti Mayer. Nach Benoist (*Soc. Lin.* Bordeaux XXIX, 36) (= *T. Astensis Bon.*) zu la Sime im Falun von Salles (gleich zweite Mediterranstufe nach Fuchs); nach Fuchs selbst im Pliocän zu Asti.

Venus Haidingeri Hoern. Nach A. Manzoni, Boll., 1874, 233 im Leithakalke von Rosignano bei Livorno, nach Seguenza. Bollet. 1877, VIII, pag. 8 im älteren Pliocän von Süditalien, nach Neugeboren im Tegel von Lapugy.

Grateloupia irregularis Bast. Nach Seguenza, Bollet. 1874, V, 297 im sicilianischen Leithakalke.

Arca umbonata Lam. Nach Hilber, Jahrbuch, 1882, pag. 289, im Sande der zweiten Mediterranstufe (= Holubica) von Ostgalizien. Nach Benoist auch recent.

Arca Fichteli Desh. Nach Benoist im Falun von Salles, nach Fuchs im Leithakalke von Malta.

Mytilus Haidingeri Hoern. Nach A. Manzoni, Bollet. 1882, pag. 46, im Tortonien von Bologna, nach Fuchs vom *Myt. aquitanicus*, der noch im Pliocän auftritt, nicht verschieden.

Pecten Beudanti Bast. Nach Seguenza im Helvetien und Tortonien Calabriens; nach Ch. Mayer ebenfalls im Helvetien und Tortonien.

Von den 14 Arten, die nach Fuchs in jüngeren als Grunder Schichten nicht nachgewiesen sein sollen, kommen also nach den Angaben neuerer, verlässlicher Autoren nicht weniger als 7 doch in solchen Schichten vor, von weiteren zwei Arten ist das zum mindestens wahrscheinlich. Es verbleiben also von diesem Verzeichnisse nur 5, von denen es bis jetzt nicht nachgewiesen erscheint, dass sie höher als in Grunder Schichten hinaufgehen. Herr Fuchs hat es sich daher, wie schon oben erwähnt, entschieden zu leicht gemacht, wenn er alle diese Arten mit einer kurzen Bemerkung abzufertigen gedachte, als hätten sie mit der vorliegenden Frage weiter gar nichts zu thun.

Herr Fuchs wendet sich nun (pag. 144) zu dem nach seiner Ansicht verbleibenden Reste der von mir angeführten Fälle, bezüglich deren er Folgendes bemerkt:

Cerithium Zelebori Hoern. (Hierüber wolle man das bereits oben Mitgetheilte vergleichen!) Fuchs corrigirt bei dieser Art einen bei M. Hoernes stehengebliebenen Druckfehler, wonach die Art dann auch in Horner Schichten vorkommt.

Cerithium plicatum Brug. Bezüglich der Aehnlichkeit mit *Cer. disjunctum* wolle man das in der ersten Abtheilung dieses Aufsatzes Gesagte nachsehen. Es existiren, trotzdem dass *C. plicatum* als höchstens bis in die Horner Schichten gehend angegeben wird, immer noch Angaben, welche dafür sprechen, dass dasselbe auch in jüngeren Schichten gefunden wird. So kommt es nach Benoist zu Gieux und Pont-Pourquey in Gesellschaft mit *Cer. pictum* und *C. nodosoplicatum* vor. Einem Referate von Fuchs in Verh. 1871, pag. 222 entnehme ich ferner, dass A. Bell aus „Pliocän“ von Biot bei Antibes (Journ. de Conch. 1870) neben *Cer. lignitarum* auch *Cer. plicatum* anführt, welches Vorkommen Fuchs natürlich bezweifelt. Es liegt mir übrigens ferne, dieser Angabe ein besonderes Gewicht beizulegen. Desto mehr Gewicht zu legen geneigt wäre ich dagegen auf die Angaben von Uebergangsformen zwischen *Cer. plicatum* und *Cer. moravicum Hoern.*, welche Fuchs selbst (beispielsweise in Verhandl. 1885, 71) anführt. Das Zusammenvorkommen von *Cerithium plicatum* und *Cer. margaritaceum* mit *Cer. lignitarum*, *moravicum* und *papaveraceum* lässt die Möglichkeit immer noch offen, dass *Cer. plicatum* sowohl als sogar *Cer. margaritaceum* doch auch höher hinauf gehen könne, als in die Horner Schichten. Man vergleiche hier die Fauna von Hidalmás, welche von den

ungarischen Geologen für „Grunder Schichten", von Fuchs aber, trotzdem sie nachgewiesenermassen über der Fauna von Korod und über dem „Schlier" von Kettösmezö liegt, für ein Aequivalent der Schichten von Molt gehalten wird (Verhandl. 1885, 101) und zwar geschieht diese Parallelisirung mit besonderer Betonung des Vorkommens des *Cer. margaritaceum*. Sollte in diesem Falle der leitenden Bedeutung dieser einzigen Art gegenüber den Lagerungsverhältnissen nicht eine etwas zu übertriebene Wichtigkeit beigelegt worden sein? Auch *Cerithium papaveraceum* sowohl als *C. moravicum* sind durchaus nicht auf die ältere Mediterranstufe und die Grunder Schichten beschränkt, wie Fuchs angibt. So tritt *C. papaveraceum* nach Fontannes zu Cabrières auf, das noch im Bullet. 1877—1878, pag. 503, von Fontannes und Fuchs gleich Grinzing gestellt wurde; später ist Cabrières allerdings in's Niveau von Grund (und zugleich in's Helvetien) herabgerückt worden. *Cer. moravicum* kommt nach Manzoni, Sitzungsber. kais. Akad. LX, (1) 1869, 495, zu Sogliano in den lignitführenden Schichten vor, die nach Fuchs (Sitzungsber. LXXI, 1875, S. 171) in die zweite Mediterranstufe fallen und speciell mit Grund verglichen werden, während in der Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1885, pag. 137, Sogliano ohne weitere Herbeiziehung von Grund einfach in der *Miocenico superiore* (= zweite Mediterranstufe = Tortonien) gesetzt wird. Auch in Verhandl. 1885, pag. 107 führt Fuchs *Cer. cfr. moravicum* aus der zweiten Mediterranstufe Siebenbürgens an. Herr Fuchs wird gegenüber diesem Citat vielleicht einwenden, dass dieses *Cer. cfr. moravicum* dann immer noch aus Grunder Schichten stammen könne, da diese ja erst über dem „Schlier", dem die Mezöseger Schichten zugezählt werden, liegen. Dann gibt es freilich in dieser Gegend Siebenbürgens gar keine „tortonischen" Ablagerungen; es lässt sich aber weiter geltend machen, dass pag. 105 derselben Arbeit von Fuchs Horner Schichten, Grunder Schichten und jüngstes marines Miocän scharf auseinander gehalten werden und dass an derselben Stelle diese jüngsten tortonischen Miocänbildungen mit Ausschluss von Grund direct als zweite Mediterranstufe bezeichnet werden. Wenn also Fuchs pag. 107 *Cer. cfr. moravicum* aus der zweiten Mediterranstufe anführt, so kann nach pag. 105 nur die jüngere, tortonische zweite Mediterranstufe gemeint sein, oder es existirt zwischen pag. 105 und 107 derselben Arbeit ein crasser Widerspruch. Endlich sei noch darauf hingewiesen, dass *Cer. moravicum* bestimmt zu Sct. Veit a. d. Triesting (in den brackischen Schichten des Eisgrabens) vorkommt, woher es schon Handmann (Verh. 1883, pag. 172) anführt.

Cerithium margaritaceum Brocc. Bezüglich dieser Art sei auf die Angaben über *Cer. plicatum* verwiesen. Hier macht mir Herr Fuchs zum Vorwurfe, dass ich mich auf die Angaben, welche M. Hoernes über diese Art gibt, berufen habe, um es wahrscheinlich zu machen, dass diese Art auch noch in jüngeren Schichten auftrete. Das ist wieder ein echt Fuchs'sches Citat. Auf pag. 142 meiner Arbeit steht ausdrücklich: „Auch diese Art dürfte in ihrer Eigenschaft als sicheres Leitfossil (der Horner Schichten) noch nicht über allen Zweifel erhaben sein. Man vergleiche darüber die Angaben von M. Hoernes, pag. 404." Und was sagt M. Hoernes:

„Der Hauptgrund, warum mir jede Angabe des Vorkommens der jüngeren Schichten als zweifelhaft erscheint, ist der, weil ich diese Art im Wiener Becken nie in jüngeren Schichten gefunden habe.“ Das wird man doch hoffentlich nicht als Beweis ansehen wollen, dass *Cer. margaritaceum* in jüngeren Schichten absolut nicht vorkommen dürfe?! Pag. 144 meiner Arbeit figurirt *Cerith. margaritaceum* übrigens nach wie vor in der Liste der Horner Petrefacten.

Noch möchte ich schliesslich darauf hinweisen, dass alle diese anerkannt brackischen Cerithien-Arten als Leitfossile rein mariner Ablagerungen eigentlich eine ihnen durchaus nicht mit Recht zukommende Rolle spielen.

Xenophora cumulans Brgt. Diese Art scheint mir überhaupt ein Leitfossil von höchst problematischem Werthe zu sein. Es dürften kaum fassbare Unterschiede zwischen ihr und der *X. Deshayesi* existiren.

Nerita gigantea Bell. Herr Fuchs beschränkt sich hier darauf, das Vorkommen dieser Art in Vöslau (nach Karrer) und in Lapugy (nach Stur) zu bezweifeln und meint, es könne sich hier um eine Verwechslung mit einer ähnlichen Form, etwa *N. proteus,* handeln. Ob diese Zweifel gegenüber der sehr bestimmt lautenden Angabe bei Neugeboren (Verh. und Mitth. des siebenb. Ver. für Naturw., VIII, pag. 64) aufrecht zu erhalten sind, will ich nicht entscheiden. Neugeboren gibt ganz bestimmt an, dass er ein einziges, noch bedeutend grösseres Exemplar dieser Art, als jenes, welches M. Hoernes beschrieb und abbildete, aus Lapugy erhalten habe. Ausserdem bemerkt er pag. 79, dass auch *N. proteus* (nach M. Hoernes) zu Lapugy vorkomme.

Venus Haidingeri Hoern. Auch das Vorkommen dieser Art zu Lapugy (nach Neugeboren) bezweifelt Fuchs. Neugeboren erwähnt dieselbe in Verh. und Mitth. d. siebenb. Ver. f. Naturw., XX, 1869, pag. 57. Es sei hier auf die oben angeführten italienischen Fundorte dieser Art hingewiesen.

Cytherea Lamarcki Ag. Bezüglich dieser Art bemerkt Fuchs: „Palkovics war gewiss ein ausgezeichneter, trefflicher junger Mann und ein ausserordentlich eifriger und geschickter Sammler, aber als Gewährsmann für eine so schwer zu unterscheidende Art kann er nicht angeführt werden. Die Angabe bedarf daher ebenfalls der Bestätigung.“ Das ist gewiss eine originelle Methode, eine Bestimmung anzuzweifeln. Widerlegt ist dieselbe damit jedenfalls nicht. Diese „so schwer zu unterscheidende Art“ wird übrigens auch von Linder (Soc. Lin. Bord., XXVII, pag. 483, aus dem Falun von Cestas-Saucats angeführt, welcher Falun von Tournouër mit einigem Zweifel an die Basis der zweiten Mediterranstufe gestellt wird; von Benoist wird sie aus den Mactraschichten von Pont-Pourquey [1]) angeführt, die allem Anscheine nach den Grunder Schichten im Sinne von Fuchs entsprechen.

Cytherea erycina Lin. Das von Fuchs seinerzeit aus Pötzleinsdorf angeführte Stück (Fragment) ist höchst wahrscheinlich

[1]) Nach Ch. Mayer Bullet. 1876—77 würde Pont-Pourquey dem „Schlier“ und der „1. Mediterranstufe“ gleichstehen. Da aber Grund bei ihm im Helvetien I steht, so ist die Differenz jedenfalls eine sehr geringe, zumal Pont-Pourquey für oberstes Langhien erklärt wird.

nur eine *Tapes vetula.* Indem ich von dieser Berichtigung Notiz nehme, führe ich an, dass *Cyth. erycina* nach Benoist (Soc. Lin. Bord., XXIX, pag. 41) zu La Sime im Falun von Salles, nach Seguenza aber *(Cyth. erycinoides Lam. = C. erycina Linné* bei Fuchs) im Tortonien von Calabrien vorkommt. Auch aus „Grunder Schichten" wird *Cytherea erycina,* so von Fontannes, (aus den Schichten mit *Pecten Beudanti,* in denen auch schon *Cardita Jouanneti* auftritt, bei Cairanne) angeführt.

Cardium cingulatum Goldf. Die Angabe vom Auftreten dieser Art in Lapugy ist nach Fuchs wahrscheinlich auf eine Verwechslung (etwa mit *C. discrepans*) zurückzuführen. Ueber diese Art ist schon Eingangs gesprochen worden und beschränke ich mich hier darauf, nochmals hervorzuheben, dass die Angabe bezüglich Lapugy für mich nicht massgebend genug war, um diese Art aus der Liste der Horner Leitpetrefacten definitiv zu streichen (vergl. pag. 144). Eine sehr kleine verwandte Form wird von Ch. Mayer (Journ. de Conch., XXIV, 1876, pag. 177) als *Card. reconditum* aus der Sandglimmermolasse von Hüttisheim bei Ulm beschrieben.

Pectunculus Fichteli Desh. Die nach Stur von mir angeführten Exemplare von *Pectunculus Fichteli* aus jüngeren als aus Horner Schichten glaubt Fuchs für ungewöhnlich grosse und dickschalige Stücke des *Pect. pilosus* erklären zu dürfen. Wenn es richtig wäre, dass man den in der Sammlung der Reichsanstalt liegenden, von Stur als *P. cfr. Fichteli* angeführten *Pectunculus* zu *P. pilosus* stellen dürfte, so würden diese beiden Arten schwerlich mehr specifisch zu trennen sein, was um so mehr in's Gewicht fallen müsste, als die oberen Schichten von Vöslau nach übereinstimmenden Ansichten aller Wiener Tertiärgeologen direct die allerjüngsten marinen Miocänschichten des Wiener Tertiärs repräsentiren. Uebrigens mache ich darauf aufmerksam, dass auch Seguenza den *Pectunculus Fichteli* aus „Helvetien" von Reggio citirt, welches „Helvetien" wohl auch nach der Meinung von Fuchs (vergl. Verhandl., 1884, pag. 381) als dem Grunder Niveau entsprechend zu deuten ist.

Arca umbonata Lam. Diese Art ist schon oben besprochen worden.

Pecten Bendanti Bast. Auch diese Art wurde bereits oben angeführt.

Pecten solarium Lam (P. gigas Schloth.) Die von mir citirten Angaben (nach Karrer und Stache) werden hier von Fuchs angezweifelt. Es ist Fuchs wahrscheinlich, dass es sich bezüglich der Angabe Stache's um *P. Tournali* handelt, vielleicht auch um den wahren *P. solarium* und nicht den *Pecten gigas.* Nun, das ist eben eine Vermuthung von Fuchs, welche insbesondere, was den letzten Theil derselben betrifft, nicht viel Wahrscheinlichkeit an sich hat, da die Bestimmungen, die Stache gibt, offenbar in Wien und nach M. Hoernes Werk, vielleicht sogar von diesem selbst ausgeführt wurden, es sich also viel wahrscheinlicher um den Hoernes'schen *P. solarium* handelt. Im Uebrigen liegt das Hauptgewicht auf der Angabe Karrer's, welcher (Jahrb. 1868, pag. 578) bei der Anführung des *Pecten solarium* aus dem Tegel von Berchtoldsdorf ganz ausdrücklich dazu setzt: „Horner-

Schichten." Die Angabe wiederholt sich bei Karrer Hochquellenleitung pag. 305, sie ist durch Fuchs nicht im geringsten erschüttert worden.

Nach Fuchs' Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1877, 664 kommt *Pecten solarium* in den Faluns der Touraine vor, die nach ihm die 2. Mediterranstufe repräsentiren dürften. Es mag sein, dass auch diese Faluns später als = Grund gedeutet wurden, immerhin bleibt die betreffende Species sowie alle in den Grunder Schichten auftretenden gegenwärtig noch, was abermals mit Nachdruck hervorgehoben sei, eine Art der 2. Mediterranstufe. [1])

[1]) Ich kann mir nicht versagen, auch noch einige andere Literaturangaben, die von verlässlichen Autoren herrühren und Species der Horner Schichten betreffen, welche voranstehend nicht berührt wurden, hier beizufügen:

Pyrula clava Bast. (= *Ficula Burdigalensis Sow.*) Nach Linder und Benoist in den Mactraschichten von Gieux und Pont-Pourquey, welche aller Wahrscheinlichkeit nach (im Sinne der Fuchs'schen Ansichten) den Horizont von Grund vertreten. Nach Tournouër (resp. M. Rouault) in Falun von Rennes, das zum obern Miocän gestellt wird.

Murex capito Phil. Wird von M. Hoernes in seiner Tabelle, 695 auch als zu Lapugy vorkommend, angegeben, worauf sich auch Neugeboren bezieht. Sollte hier ein Druckfehler vorliegen? R. Hoernes und Auinger führen die Art nur von Horn an.

Pleurotoma concatenata Grat. Nach Benoist zu Pont-Pourquey, nach Hilber (*cfr. concatenata*) zu Pöls. Auch im inneralpinen Wiener Becken, so zu Gumpoldskirchen, Stücke, die wohl hieher zu ziehen sind.

Mactra Bucklandi Defr. (= *M. striatella*). Man vergleiche hier das oben Mitgetheilte.

Venus islandicoides Lam. Ueber das Vorkommen dieser Art in jüngeren als Horner Schichten finden sich zahlreiche Angaben. So kommt sie nach Fontannes in der Molasse von Cucuron vor, und als *V. islandicoides var.* auch noch zu Cabrières; nach Fuchs Verhandl. 1885, 107 in der zweiten Mediterranstufe Siebenbürgens; nach Karrer Hochquellen-Leitung pag. 108, 111, 304, zu Enzesfeld, Gainfahrn und Berchtoldsdorf.

Cardium Moeschanum Mayer wurde von Fuchs aus dem Leithakalke von Malta angeführt, sowie (Verhandl. 1874, 222) aus Leithakalk von Rosignano; letztere Angabe hat er selbst Sitzungsber. LXXVII. 444, dahin modificirt, dass er sich überzeugt zu haben glaubte, es handle sich hier um *C. tuberculatum*.

Cardium Hoernesianum Grat. und *Card. Burdigalinum Lam.* kommen nach Linder, letztere Art auch nach Benoist in Pont-Pourquey vor.

Cardium Michelottianum Mayer wird von Linder ebenfalls von Pont-Pourquey angeführt.

Pecten palmatus Lam. Nach Ch. Mayer im mittleren und oberen Helvetien, wozu bemerkt sei, dass „Helvetien" im Sinne Mayer's bei allen Neueren (Fontannes, Tournouër, und Mayer selbst) die zweite Mediterranstufe wenigstens theilweise in sich begreift.

Hieran schliessen sich noch einige Daten bezüglich sogenannter charakteristischer Arten des „Schliers":

Pecten denudatus Reuss, der schon bei Wien wiederholt in der 2. Mediterranstufe gefunden wurde, tritt nach Seguenza auch zu Reggio im Tortonien (= Badener Tegel) auf.

Megasiphonia Aturi Bast. (*Nautilus*) findet sich nach Ch. Mayer im ganzen Helvetien und im Tortonien, nach Benoist (Soc. Lin. Bordeaux, XXIX, 446) im Falun von Salles. Toula fand *Nautilus Aturi* neuestens im Tegel von Walbersdorf auf (vergl. Verhandl. 1885, pag. 246, pag. 226).

Endlich ist hier noch eines interessanten Vorkommens im Complexe des Badener Tegels zu erwähnen, welches meines Wissens zuerst von F. Karrer in seinem grossen Werke über die Wiener Hochquellenleitung angeführt wurde. S. 173 daselbst berichtet Karrer, dass in der Ziegelei zu Soos bei Baden in circa 2 Klafter Tiefe von der Oberfläche sich mitten im Tegel und ringsum von diesen eingeschlossen ein gewaltiger

Hiemit schliesst Fuchs die Besprechung der einzelnen Fälle von bezeichnenden Horner Arten, die von mir nach der Literatur als auch in den Schichten der zweiten Mediterranstufe auftretend angeführt wurden. Was er gegen diese Angaben anzuführen wusste, beschränkte sich auf den Ausdruck von Zweifeln an der Richtigkeit derselben; dass diese Angaben wirklich unrichtig seien, hat er nicht zu beweisen vermocht.[1]) Eine Ausnahme macht vielleicht nur *Cytherea erycina Lin.*, welches nach seiner eigenen Angabe angeführte Stück „höchst wahrscheinlich nur eine *Tapes vetula* ist." Mit Ausnahme dieser einzigen Angabe stehen alle die von mir angeführten Daten oder doch zum mindesten für jede Art eine Angabe vollkommen fest, denn man wird ja doch bei aller Achtung vor der grossen Autorität des Herrn Fuchs in solchen Fragen nicht annehmen können, dass er alle diese, gewiss zum grössten Theile von verlässlichen Gewährsmännern herrührenden Angaben einfach hinwegzuzweifeln in der Lage sei. Und da diese Angaben feststehen, so stehen auch die gewiss sehr bescheidenen und gar nicht weittragenden Schlüsse, welche ich aus diesen Angaben gezogen habe (pag. 145 meiner zweiten Arbeit) ebenso vollkommen fest.

Herr Fuchs freilich beurtheilt den Werth seiner Zweifel viel höher, wenn er, pag. 147, sagt: „Ich glaube hiemit hinlänglich gezeigt

---

Block überaus harten Gesteines vorfand. Derselbe bestand aus fest miteinander verkitteten Schalen grosser Bivalven und zwar vornehmlich aus wahrhaft riesigen Exemplaren der *Lucina globulosa Desh.* und von *Pinna Brochii Orb.* Karrer vergleicht dieses Vorkommen mit dem sogenannten Leithakalke von Möllersdorf und mit der Sandlinse der Vöslauer Ziegelei. Das gesellige Vorkommen der *Lucina globulosa* im Badener Tegel ist deshalb von besonderem Interesse, weil „grosse *Lucinen*" seit geraumer Zeit im „Schlier" und ähnlichen, zum Theil noch älteren Ablagerungen Oberitaliens in Vergesellschaftung mit *Aturia Aturi* und *Solenomya Doderleini* gewissermassen als Leitfossilien angesehen werden. Diese Lucinen sind nach einer Untersuchung von Fuchs (vergl. A. Manzoni im Bulletino 1881; 46, 50) nichts anderes als *Lucina globulosa Desh.* Nimmt man hiezu, dass auch *Pinna Brocchii* von Manzoni aus dem „Schlier" von Bologna angeführt wird, dass dieselbe Art zu Ottnang vorkommt, dass Fuchs *Lucina cfr. globulosa* aus Schlier von Hall anführt, dass andererseits nach Karrer (vergl. Verh. 1885, pag. 226) *Pecten denudatus* im Tegel von Baden selbst auftritt, sowie im Tegel von Walbersdorf (hier mit *Nautilus Aturi* nach Toula, Verhandl. 1885, 246) und zu Forchtenau, dass *Solenomya Doderleini* aus dem Tegel von Vöslau und Berchtoldsdorf schon seit geraumer Zeit bekannt ist, so ergeben sich eine solche Menge faunistischer Beziehungen zwischen dem „Schlier" und dem Badener Tegel, dass es immer schwieriger wird, dieselben als „altersverschiedene Ablagerungen" auseinander zu halten. Dazu kommt, dass in der steinigen, *Lucina-globulosa*-führenden Einlagerung des Badener Tegels endlich auch *Solenomya Doderleini* auftritt, die meines Wissens bisher zu Baden selbst nicht gefunden wurde. Ein Exemplar aus dieser Lage, aus dem südlichen Theile der grossen Sooser Ziegelei (Besitzer Philipp) stammend, befindet sich in der Privatsammlung des Herrn Lehrers E. Ebenführer in Gumpoldskirchen. In derselben Lage endlich kommt ziemlich häufig eine für das Wiener Tertiär neue *Psammobia* (oder *Sanguinolaria* oder *Soletellina spec.*) vor. Nach einer freundlichen Mittheilung von Seiten des Herrn Directors Stur tritt dieselbe Art (von ihm Abhandl. Bd. VIII., pag. 354, als *Soletellina spec. nov.* angeführt) auch im „Schlier" der „Auflagerung" von M.-Ostrau in Gesellschaft der *Solenomya Doderleini* auf.

[1]) Hier sei auch noch des schon in der Einleitung der Fuchs'schen Arbeit mir gemachten Vorwurfes, dass ich die Literatur „etwas frei" benützt habe, gedacht. Es wäre gut gewesen, wenn Fuchs auf jeden einzelnen Fall solcher „etwas freien" Literaturbenützung von meiner Seite direct hingewiesen hätte, damit man doch wisse, wo man diese „freie Literaturbenützung" zu suchen habe. Da er das unterlassen hat, so rangirt dieser Vorwurf in die Kategorie grundloser Verdächtigungen.

zu haben, mit welch' gänzlicher Kritiklosigkeit[1]) auch dieses Verzeichniss zusammengestellt ist, und wenn dasselbe, wie Herr Bittner angibt, bestimmt ist, über die Beziehungen zwischen der Fauna der ersten und jener der zweiten Mediterranstufe einiges Licht verbreiten zu helfen, so hat er diesen Zweck jedenfalls vollkommen verfehlt. Um Licht zu verbreiten, bedarf es eines gesunden Brennstoffes, aus solchem, aus allen Winkeln zusammengetragenen — — Irrthum kann aber nur Qualm und Rauch emporsteigen..." Für dieses Compliment mögen sich jene Herren, aus deren Arbeiten dieser — — Irrthum zusammengetragen wurde, bei Herrn Fuchs bedanken! Ich fühle mich damit nicht im Mindesten getroffen. Kann ja doch das Wegräumen von — — Irrthum unter Umständen sogar als äusserst verdienstvolle Handlung gelten, besonders dann, wenn sich dieser — — Irrthum allzusehr angehäuft hat.

Herr Fuchs bespricht nun (pag. 147) noch einen Punkt: „Herr Bittner hat die Entdeckung gemacht, dass ich in meiner Arbeit „Geologische Uebersicht etc." die oberen Schichten von Radoboj in die zweite Mediterranstufe gestellt, die Flora von Radoboj hingegen, welche in den oberen Schichten vorkommt, als Flora der ersten Mediterranstufe angeführt habe."

Wie sagt doch Fuchs in seiner angeführten Arbeit 1877, pag. 659? — „Zu den Horner Schichten werden folgende Ablagerungen gerechnet:....., die tieferen Schichten von Radoboj, etc." Und wie citire ich das im Jahrb. 1884, pag. 502? — „Fuchs führt noch 1877 die Flora von Radoboj als Beispiel der Flora der älteren Mediterranstufe oder des „Schlier" an, obschon er in derselben Arbeit angibt, dass nur die tieferen Schichten von Radoboj der ersten Mediterranstufe angehören, welcher ja auch Fuchs den „Schlier" zuzählt." Ich erlaube mir Herrn Fuchs direct zu fragen, ob das loyal citirt ist und ersuche ihn zugleich, angeben zu wollen, wo er den von ihm angeführten, mir zugeschriebenen Ausspruch über die oberen Schichten von Radoboj gefunden hat!? Wenn Herr Fuchs hier richtig citirt hätte, so wäre er allerdings nicht im Stande gewesen, die darauf folgende Erörterung durchzuführen. Herr Fuchs fährt nämlich fort: „Herr Bittner ist über diese Entdeckung offenbar ausserordentlich erfreut, er kommt wiederholt darauf zurück und führt mit grosser Befriedigung an, dass auch Andere" (— hier schiebe ich ein, dass ich nicht von „Anderen" geredet, sondern einen bestimmten, äusserst gewichtigen Namen genannt habe! —) „auf diesen Widerspruch hingewiesen haben. Ich bedauere ausserordentlich die Freude des Herrn Bittner stören zu müssen, aber die Wahrheit ist, dass ich die oberen Schichten von Radoboj niemals in die zweite Mediterranstufe gestellt habe."

---

[1]) Wenn man sich davon überzeugen will, was Herr Fuchs „Kritik" nennt, so vergleiche man sein neuestes Verzeichniss der charakteristischen Arten der ersten Mediterranstufe (in Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1885, pag. 153—156) mit den oben von mir gegebenen Daten. „Kritik" ist dann offenbar jener Vorgang, mittelst dessen man bei Zusammenstellung derartiger Verzeichnisse die theoretisch unpassenden Angaben einfach ignorirt. Diese Fuchs'sche „Kritik" fällt sonach fast zusammen mit dem Begriffe „freie Benützung der Literatur".

Da muss ich mir doch auf die Sitzungber. der kais. Akad. der Wissensch. LXXIII. vom Jahre 1876 hinzuweisen erlauben, wo Fuchs in seiner Arbeit über den Badener Tegel auf Malta, pag. 7, den Leithakalk von Radoboj für Leithakalk der jüngeren Mediterranstufe und den darunter liegenden Tegel für Schlier erklärt, nachdem R. Hoernes kurz zuvor (Jahrbuch 1875, pag. 343, auch Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1875, pag. 639) hervorgehoben hatte, dass die pflanzen- und insectenführenden Mergel von Radoboj, die allen Autoren zufolge über jenem Leithakalk liegen, nicht länger mehr für Schlier, wie Suess ehemals gewollt, gehalten werden dürfen, sondern dass man die Aequivalente des „Schlier" unter diesem Radobojer Leithakalke suchen müsse. Wenn also Fuchs (in Uebereinstimmung mit R. Hoernes) im Jahre 1876 den unteren Tegel von Radoboj für Schlier der älteren Mediterranstufe, den darüber liegenden Leithakalk aber für Leithakalk der jüngeren Mediterranstufe, im Jahre 1877 aber ohne nähere Präcisirung und ohne Zurücknahme seiner ein Jahr zuvor aufgestellten Behauptung, „die unteren Schichten von Radoboj" als der älteren Mediterranstufe angehörend, die Flora des über jenem Leithakalke der jüngeren Mediterranstufe liegenden Mergels aber zugleich als Flora des „Schliers" oder der älteren Mediterranstufe erklärt hat, so liegt in diesem Vorgehen ein offenkundiger, sonnenklarer Widerspruch, welcher durch keinerlei noch so gewundene Erörterung auch nur im Geringsten verhüllt oder beschönigt werden kann. Die ganze überaus gezwungene Deduction, welche Fuchs, pag. 148, diesem Gegenstande widmet, ist demnach völlig überflüssig und belanglos und braucht hier nicht weiter berücksichtigt zu werden.

Herr Fuchs kommt nun zum Schlusse (pag. 149) und sieht sich hier zu einer kurzen Bemerkung genöthigt, „welche vorwiegend persönlicher Natur ist". Als Einleitung zu derselben citirt er (vollkommen richtig, wie besonders angemerkt sei), den Schlusspassus meiner zweiten Arbeit wörtlich und knüpft daran zunächst die Bemerkung: „Hier hat Herr Bittner offenbar nicht mehr gewusst, was er schreibt", worauf eine ganze Reihe wuchtiger Ausfälle folgen, welchen zum Schlusse als Krone und würdiger Abschluss eine persönliche Verdächtigung aufgesetzt wird.

Der Eifer, in welchen Herr Fuchs aus Anlass jenes Schlusspassus verfällt, scheint mir ganz und gar nicht im Einklange mit dem Sinne und der Tagweite dieses Satzes zu stehen, der so allgemein gehalten und so klar präcisirt ist, dass er von einem Geologencongresse als Beschluss gefasst worden sein könnte. Ich kann Herrn Fuchs nicht nur auf's Bestimmteste versichern, dass ich sehr genau gewusst habe, was ich schrieb, sondern ich halte diesen Satz auch heute noch Wort für Wort aufrecht. Wenn Herr Fuchs sich durch diesen ganz allgemein gehaltenen Satz, den er merkwürdiger Weise einen nicht zu qualificirenden Vorwurf — gegen wen denn? — nennt, nicht getroffen fühlt, wozu dann der ganze Eifer?! Dass ich damit vollkommen im Rechte bin, hat er ja indirect selbst zugestanden, indem er in der vorliegenden Arbeit jene von mir geforderten präcisen Beweise thatsächlich zu erbringen suchte.

War nun Herr Fuchs wirklich im Stande, die von mir angeführten, der Literatur entnommenen Thatsachen, aus denen ich unter der ausdrücklichen Voraussetzung ihrer Richtigkeit gewisse Schlussfolgerungen gezogen habe, präcis zu widerlegen, dann gilt ja jener Schlusssatz für ihn überhaupt nicht; konnte er eine solche Widerlegung nicht beibringen, dann freilich müsste man annehmen, dass er seine Autorität in die Waagschale habe werfen wollen, um damit das Gewicht von Thatsachen und Schlüssen, die er nicht anzufechten vermochte, zu verringern oder aufzuheben, und dann könnte ihn allerdings Niemand davor schützen, dass jener indirecte Vorwurf auch ihn treffen würde. An dieser leidigen Consequenz würde auch der Umstand nichts ändern können, dass er zum Schlusse seiner Arbeit nochmals die volle Schale seines Zornes über mich ausgiesst. Leider lassen diese Schlussausführungen aber auch den letzten Beweggrund dieser ganzen Fuchs-schen Polemik an einer Stelle schlechtverhüllt durchblicken. Dieser Beweggrund aber ist der, weil ich mich in eine Sache **gemengt** (!) habe, der ich nicht gewachsen bin, soll heissen, die mich nach der Meinung von Fuchs nichts angeht.

Auch hier dürfte eine kleine Klarlegung der beiderseitigen Stellung ganz am Platze sein. Prof. R. Hoernes hat wiederholt, zuletzt noch in seinem „Beitrage zur Kenntniss der miocänen Meeresablagerungen der Steiermark", Graz 1883, gegen die Mitglieder der geologischen Reichsanstalt den Vorwurf erhoben, dass sie nicht im Stande gewesen seien, die von Prof. Suess eingeführte Gliederung der Wiener marinen Miocänablagerungen in zwei altersverschiedenen Stufen an anderen Orten nachzuweisen, ja, dass sie sogar die Verschiedenheiten dieser beiden Stufen in Zweifel gezogen haben. Da nun R. Hoernes von der Richtigkeit und Unantastbarkeit der Suess'schen Gliederung vollkommen überzeugt ist, so hat jener Vorwurf die gleiche Bedeutung, als ob den Mitgliedern der geologischen Reichsanstalt, die mit einschlägigen Untersuchungen betraut waren, zur Last gelegt würde, dass sie nicht ohneweiters auf guten Glauben hin diese Eintheilung und Gliederung angenommen und schlecht oder recht auf ihren Karten zum Ausdrucke gebracht haben. Dieser Vorwurf von R. Hoernes hat aber insoferne auch sein Gutes gehabt, als man sich in neuester Zeit um so mehr veranlasst fühlen musste, bei Gelegenheit des weiteren Fortschreitens der Aufnahmsarbeiten gerade dieser Frage, dem vergleichenden Studium der Miocänbildungen mit besonderer Rücksichtnahme auf die Suess'sche Gliederung, eine erhöhte Aufmerksamkeit zu schenken, in der gewiss ganz lobenswerthen Absicht, auch diesem Gegenstande vollkommen gerecht oder, um mit Fuchs zu reden, gewachsen zu werden. Eine Folge davon sind gewisse neuere Arbeiten, welche auch diesen Gegenstand eingehender behandeln, welche aber — und dass sei mit besonderem Nachdrucke hervorgehoben — nicht etwa beliebig vom Zaune gebrochen, sondern auf Grund vorangegangener Untersuchungen im Felde und nach reiflichem Studium der einschlägigen Literatur geschrieben wurden. Die Gliederung des Wiener marinen Miocäns, deren Urheber Rolle und Suess, deren berufenste Verfechter R. Hoernes und Fuchs sind, ist dabei in ausgiebigster und gewissenhaftester Weise mitberücksichtigt worden, um die Möglichkeit eines abermaligen

Vorwurfes, dass dieselbe nicht gebührend zu Rathe gezogen worden sei, von vornherein abzuwenden. Wenn die Resultate dieser neueren Untersuchungen trotzdem nicht solche waren, welche diese Gliederung in jeder Hinsicht zu stützen geeignet erscheinen, so liegt die Schuld daran wahrscheinlich in erster Linie in den gegebenen natürlichen Verhältnissen. Was ist nun aber die Meinung der Herren, welche jene Gliederung vertreten, in Bezug auf jene neueren Arbeiten? Pag. 149 der hier besprochenen Fuchs'schen Arbeit kann man dieselbe nachlesen. Als eine Einmengung in eine Sache, der man nicht gewachsen sei, als ein beleidigendes Ausdenangelnhebenwollen der Arbeiten und Studien anderer Forscher u. s. f. werden diese Versuche, auf Grundlage von Untersuchungen im Felde und bei eingehender Berücksichtigung der Rolle-Suess'schen Gliederung, die noch immer nicht vollkommene Klarheit in den Ansichten über das Miocän Oesterreichs zu einer vollkommeneren machen zu helfen, hingestellt. Das heisst wohl mit anderen Worten, die Arbeiten und Gliederungen, welche von jenen Herren ausgehen und vertreten werden, sind sacrosanct und über jede Discussion erhaben, sie dürfen nicht bemängelt, nicht bezweifelt — mit einem Worte, sie dürfen, wenn überhaupt, nur in zustimmender Weise besprochen werden, wie R. Hoernes schon früher verlangt hat. Wir stehen also hier vor einer ganz einfachen Alternative, entweder absolute Nichteinmengung — oder unbedingte Zustimmung, eine dritte Möglichkeit ist ausgeschlossen. Die Entscheidung bezüglich der Wahl in dieser Alternative kann je nach Umständen sehr schwer oder auch sehr leicht sein, für mich ist sie das letztere und lautet ganz einfach: Keines von beiden! Darin — und dessen mögen meine Herren Gegner versichert sein — werden mich auch Kritiken nicht irre machen, welche, wie die hier besprochene von Fuchs, in falschem Citiren, in Verdrehungen, Entstellungen und Unterschiebungen das Erstaunlichste und Unglaublichste leisten, und die, weil das alles noch nicht zu genügen scheint, sich schliesslich auf das Gebiet persönlicher Verdächtigungen begeben, um damit den Ausfall an überzeugenden Gründen und Beweisen wenigstens einigermassen zu decken. Was die im Schlusssatze des Fuchs'schen Artikels enthaltene persönliche Verdächtigung anbelangt, so fordere ich Herrn Fuchs hiemit ganz direct auf, sich bestimmt auszusprechen, was er damit gemeint hat. Auf präcise Angaben werde ich ihm ebenso präcis zu antworten wissen. Ignorirt er diese Aufforderung oder sucht er sich durch Ausflüchte aus der Affaire zu ziehen, so wird sich jeder Unbetheiligte selbst sein Urtheil über diese von Fuchs beliebte Art, wissenschaftliche Discussionen zu führen, zu bilden in der Lage sein.

Für mich geht aus allen diesen persönlichen Angriffen, sowie speciell aus der Berufung auf Anstand und Schicklichkeit nur das eine hervor, dass es nämlich mit den sachlichen Gründen meines Herrn Gegners seinem eigenen Gefühle nach ungemein trostlos bestellt sein müsse. Herr Fuchs steht heute schon vor dem Punkte, auf dem angelangt er — ähnlich wie bei der sarmatischen Angelegenheit — sagen wird: Ich will ja gerne zugeben, dass Bittner in allen sachlichen Fragen möglicherweise vollkommen recht hat, aber er hätte das doch alles in einem weit höflicheren und anständigeren Tone

vorbringen können. Wenn Herr Fuchs so weit gekommen sein wird, dann werde ich mir — ich kann es übrigens heute schon thun — eben wieder nur auf meinen ersten Aufsatz über den Charakter der sarmatischen Fauna hinzuweisen und alle Unbetheiligten, welche sich für diese Fragen interessiren, zu ersuchen erlauben, sie möchten doch in der genannten Arbeit jene Stellen zu bezeichnen so freundlich sein, welche etwa unhöflich oder unschicklich gehalten sind und welche demnach Herrn Fuchs Veranlassung gegeben haben konnten, in einem Referate von der Art, wie das seinige ist, über diese Arbeit herzufallen?! Sollte Herr Fuchs mich wirklich — so scheint es allerdings — für so harmlos gehalten haben, dass ich eine in unserem ersten Referirorgane erschienene, in dieser Weise absprechende Kritik unerwiedert lassen oder mich durch dieselbe vielleicht gar vor weiteren „Einmengungen" abschrecken lassen würde?

Wogegen ich mich in erster Linie wende und immer wenden werde, das ist eben die in dem erwähnten Referate ganz klar zu Tage tretende und in der hier besprochenen Arbeit von Fuchs (pag. 124) auch offen kundgegebene Tendenz, meine einschlägigen Arbeiten — einzig und allein deshalb, weil die in denselben gezogenen Schlussfolgerungen mit einigen von anderer Seite vertretenen theoretischen Ansichten zufällig nicht vollkommen übereinstimmen, — in den Augen des fachwissenschaftlichen Leserkreises, soweit derselbe nicht in der Lage ist, sich selbst ein bestimmtes Urtheil bilden zu können, von autoritativem Standpunkte aus möglichst zu discreditiren — und zwar geschieht das nicht etwa mit sachlichen Gründen und Einwänden, sondern fast ausschliesslich auf Grund von ganz willkürlichen Verschiebungen, Verdrehungen, Missdeutungen und Unterstellungen aller Arten, welche so weit gehen und die Fuchs'schen Ausführungen so vollkommen beherrschen, dass es unumgänglich nothwendig wird, die Fuchs'schen Citate eines nach dem andern mit meinen Behauptungen zu confrontiren, um dem unbetheiligten und arglosen Leser, welcher es ohne Zweifel von vornherein für vollkommen ausgeschlossen erachten würde, dass ein Autor von der anerkannten wissenschaftlichen Stellung des Herrn Fuchs in einer solchen Art citirt und polemisirt, die zwingenden Beweise in die Hände zu geben, dass das dennoch geschieht. Ich bezweifle nicht, dass persönliche Einflüsse bei der Beurtheilung auch wissenschaftlicher Arbeiten überall eine gewisse Rolle spielen, allein ein wenig Selbstbeherrschung empfiehlt sich denn doch, da es ja in erster Linie gewiss nicht darauf ankommt, ob die eine oder die andere Arbeit dieser oder jener Person angenehm oder unangenehm ist, sondern zunächst und hauptsächlich wohl darauf, ob die darin enthaltenen Mittheilungen und Behauptungen richtig und annehmbar, somit für die Wissenschaft erspriesslich, oder ob sie das nicht sind. Hier wäre es am Platze gewesen, wenn Herr Fuchs von seiner Objectivität, von welcher er pag. 149 selbst ein Loblied anhebt, wirklich Gebrauch gemacht hätte. Mögen meine einschlägigen Arbeiten noch so wenig „positiv" und noch so wenig „bona fide" durchgeführt sein, so wäre es doch wohl angezeigter gewesen, wenn Herr Fuchs in seinem eigenen und im Interesse der Sache dieselben weniger durch Entstellungen, Verdrehungen und persönliche Verdächtigungen, als vielmehr durch sachliche Einwände zu

widerlegen und unschädlich zu machen getrachtet haben würde. Denn es istja doch nicht in Abrede zu stellen, dass Arbeiten von so zweifelhaftem Werthe, wie die meinigen nach Fuchs (pag. 124) sind, auch auf streng sachlichem Wege zu widerlegen sein müssen und ebenso wird Niemand bezweifeln, dass es ganz speciell für Herrn Fuchs, wenn er es schon als Fachautorität ersten Ranges für seine Pflicht — freilich auch für eine undankbare Aufgabe — erachtete, sich mit der Widerlegung derselben zu befassen, ein Leichtes hätte sein müssen, auch ohne die besonderen Hilfsmittel, welche er dabei anwendete, mit so „ungereimten Ausführungen und Expectorationen, die man vielleicht auch ganz und gar hätte ignoriren können" (!), fertig zu werden. Warum hat er also diesen Weg nicht eingeschlagen? Die Antwort auf diese Frage liegt nach dem Voranstehenden so nahe, dass sich dieselbe Jedermann selbst geben mag.

III.

Dieser dritte Abschnitt ist für die Erörterung der Beziehungen der Grunder Schichten zur älteren, sowie zur jüngeren Mediterranstufe bestimmt. Ich habe bereits oben darauf hingewiesen, dass das Capitel von den Grunder Schichten bei Fuchs so schwache Seiten besitzt, wie kein zweites. Da aber Herr Fuchs gerade bezüglich der von mir geäusserten Ansichten über das Verhalten der Horner zur Grunder Fauna mir ohne die mindeste Berechtigung (pag. 142 seiner Arbeit) „über den Spass gehende Manöver" und „Erschleichung von Beweismitteln" vorwerfen zu können glaubt, so fühle ich mich meinerseits berechtigt und verpflichtet, die Art und Weise, in welcher Fuchs in seinen Schriften — und man kann wohl sagen, es existirt keine andere Literatur über die Grunder Schichten! — diesen Fragen gerecht zu werden trachtet, ganz speciell zu besprechen.

Der Name „Grunder Schichten" als Etagenbezeichnung rührt wohl von F. Rolle her, welcher im Jahre 1859 in seiner bekannten Arbeit (Sitzungsber., XXXVI. 49) die Fundstätten Grund, Niederkreuzstätten, Ebersdorf und Weinsteig unter dieser Bezeichnung zusammenfasste und gleichzeitig den Nachweis zu führen versuchte, dass diese „Grunder Schichten" paläontologisch den Horner Schichten am nächsten stehen und jünger als diese, aber älter als die Steinabrunner und Badener Schichten seien. Es ist wichtig, hervorzuheben, dass schon Rolle meinte, Nulliporenkalke würde es wohl in allen vier Stufen geben, und dass er vermuthungsweise zu den Horner Schichten den Nulliporenkalk von Soos und Wöllersdorf rechnete, welcher, nachdem er lange Zeit als Baden äquivalent gegolten, nunmehr von Fuchs (wenigstens jener des Randgebirges bei Soos) als „Grunder Leithakalk" bezeichnet wird.

E. Suess äussert sich in seiner Arbeit vom Jahre 1866 nicht bestimmt über das Verhältniss der Grunder Schichten zu den übrigen jüngeren, über dem Schlier folgenden marinen Bildungen des Wiener Miocäns, sondern lässt sie insgesammt zu einer Gruppe vereinigt. Auch noch in seinem neuesten Werke (Antlitz der Erde, pag. 107) spricht sich Suess, wie gleich hier bemerkt werden soll, sehr reservirt

über die „Grunder Schichten“ aus und gibt kein bestimmtes Urtheil über ihre seither erfolgte partielle Abtrennung von der zweiten Mediterranstufe ab, sondern behandelt sie gleichzeitig mit den übrigen Ablagerungen dieser Stufe.

In den älteren Arbeiten von Fuchs spielen die „Grunder Schichten“ keine besonders hervorragende Rolle. Auch noch im Jahre 1874 bei Besprechung des Verhaltens des Faluns von Saucats und Leognan und des Faluns von Salles zur älteren und zur jüngeren Mediterranstufe (Verhandl., 1874, pag. 111) wird merkwürdigerweise der Name „Grund“ gar nicht genannt. Hier wird einfach folgende Gleichstellung gegeben:

Bordeaux	Wien
1. Falun von Salles (Schichten der *Cardita Jouanneti*).	Jüngere Mediterranstufe (Gainfahrn, Steinabrunn, Pötzleinsdorf, Neudorf.)
2. Falun von Saucats und Léognan.	Aeltere Mediterranstufe (Molt, Loibersdorf, Gauderndorf, Eggenburg).
3. Falun von Merignac (Aquitan).	Fehlt. (Schichten von Sotzka.)

Dabei findet man die Anmerkung: „Eine dem österreichischen Schlier entsprechende Bildung scheint dem Becken von Bordeaux zu fehlen.“ Von „Grunder Schichten“ ist nicht eine Sylbe zu finden. Nach dem Fossilverzeichnisse aber, welches Fuchs gibt, möchte es beinahe scheinen, als ob er damals die Grunder Schichten einfach zur ersten Mediterranstufe gestellt hätte (*Cerithium papaveraceum*, *Cer. lignitarum* werden z. B. als Fossilien der ersten Mediterranstufe von Wien aufgeführt, ebenso *Pyrula cornuta* und *Voluta rarispina*, Arten, die in den Horner Schichten bisher nicht aufgefunden worden zu sein scheinen, dagegen in den Grunder Schichten und noch höher bei Wien zu Hause sind).

Im Jahre 1877 (Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch., pag. 665 etc.) sagt Fuchs bei Gelegenheit der Besprechung der Grunder Schichten: „Ihre Fauna ist gemischt aus Arten der ersten und Arten der zweiten Mediterranstufe. In Grund und Niederkreuzstetten treten so viele Horner Arten und diese so häufig auf, dass man diese Schichten ihrer Fauna nach ebenso gut zur ersten, wie zur zweiten Mediterranstufe stellen könnte.“ Da jedoch nach Fuchs' Ansicht das Auftreten einer neuen Fauna wichtiger ist, als das Uebrigbleiben von Resten einer vorhergehenden, so hält Fuchs die von Suess vorgenommene Zutheilung der Grunder Schichten zur zweiten Mediterranstufe für die richtigere. Mit Ausnahme der Schichten von Grund und Niederkreuzstetten, die stets an der Basis der zweiten Mediterranstufe auftreten, nehmen die übrigen Glieder derselben keine bestimmte Stellung gegeneinander ein.

Erst aus allerneuester Zeit datirt eine lebhaftere Berücksichtigung der Schichten von Grund innerhalb des Schemas der Wiener Tertiärablagerungen.

Im Jahre 1883 theilte R. Hoernes die erste Mediterranstufe (mit Ausschluss der tiefsten Schichten von Molt) in zwei Zonen, die zweite Mediterranstufe ebenfalls in zwei Zonen, deren untere als Schichten von Grund und Niederkreuzstetten, deren obere als jene des echten Leithakalkes, der Sande von Pötzleinsdorf und des Badener Tegels bezeichnet wurde. Diese Eintheilung wurde von Fuchs (im Neuen Jahrb. f. Min., 1883, II, 382) mit der Bemerkung gutgeheissen, dass ihm dieselbe allerdings dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntniss der österreichischen Neogenbildungen vollkommen zu entsprechen scheine.

Aber noch in demselben Jahre (Paläontographica, 1883, pag. 26 ff.) betont Fuchs, dass ein ähnliches Schwanken in den Charakteren zwischen erster und zweiter Mediterranstufe, wie die Ablagerungen des Gebel Geneffeh und anderer ägyptischer Localitäten, auch zahlreiche andere Tertiärbildungen des Mediterrangebietes zeigen, so der beiweitem grösste Theil der Miocänbildungen des Rhône-Thales, ferner das Miocän von Corsica mit Ausnahme der tiefsten, durch *Pecten bonifaciensis* charakterisirten Schichtgruppe. Mit der Unterscheidung in eine erste und eine zweite Mediterranstufe komme man also nicht aus, man könne auch noch einen Zwischenhorizont unterscheiden, wie man sich ja auch gestehen müsse, dass die Eintheilung in zwei Stufen auch für Wien niemals ausgereicht hat, indem dabei immer noch die Grunder Schichten übrig blieben, die man mit gleichem Rechte zur ersten wie zur zweiten Mediterranstufe rechnen könne. Schon Rolle und Ch. Mayer haben das gewusst. Freilich verwahrt sich Fuchs dagegen, dass die Grunder Schichten dann in das Helvetien Mayer's fallen würden, das Mayer'sche Helvetien entspräche vielmehr den Horner Schichten und Helvetien und Langhien (Langhien = Muschelsandstein) der Schweiz bei Mayer seien überhaupt nicht verschieden, so dass eigentlich das typische Helvetien der Schweiz gar nicht Helvetien, sondern Langhien sei (was Fuchs selbst einen etwas paradoxen Schluss nennt!).

Andererseits stimmt (wiederum etwa zur selben Zeit, im Neuen Jahrb. f. Min., 1883, I, 275) Fuchs den Parallelisirungen Tournouër's (Bullet., VII, 229) zu, welcher die Faluns der Touraine, die Molasse von Armagnac und die Mergel von Cabrières sammt der Molasse von Cucuron bis zu den Schichten von St. Paul trois Chateaux hinab (alles, wie Fuchs referirend bemerkt, Aequivalente der Grunder Schichten) in das Miocen superieur = Helvetien Mayer = zweite Mediterranstufe stellt und das Miocen inferieur = Langhien = erste Mediterranstufe setzt. Ganz ähnliche Anschauungen vertritt auch Fontannes.

Die Grunder Schichten und ihre Aequivalente scheinen von nun an mit Verdrängung der älteren sowohl als der jüngeren Mediterranstufe Alles überwuchern zu wollen, wie ja selbst die früher als Tortonien gedeuteten Mergel von Cabrières (Neues Jahrb. f. Miner. 1882, II, 91) von Fuchs nunmehr in Uebereinstimmung mit Fontannes ebenfalls in das Grunder Niveau hinabgezogen und im Neuen Jahrb. f. Miner., 1883, II, 51 die von Carez studirten nordspanischen Miocänablagerungen sammt und sonders als Grunder Schichten gedeutet werden.

In Consequenz dieser immer mehr und mehr um sich greifenden Mächtigkeit und Verbreitung des Grunder Niveaus wurde nun (in

Verhandl., 1884, 377) ein grosser Theil der seinerzeit für ein exactes zeitliches Aequivalent der Badener Tegel, der Gainfahrner Mergel etc. erklärten Leithakalke des alpinen Wiener Beckens (und zwar entschieden die Hauptmasse derselben, soweit sie überhaupt zum Vergleiche herbeigezogen werden konnten) ebenfalls in den Horizont von Grund versetzt, wobei jedoch bemerkt wurde, dass diese Leithakalke der Grunder Schichten und die obersten, noch über dem Badener Tegel restirenden Leithakalke faunistisch von einander sehr wenig verschieden seien, so dass sie namentlich dort, wo der Badener Tegel zwischen ihnen fehlen sollte, in vielen Fällen wohl kaum würden unterschieden werden können und wobei ausdrücklich betont wurde, dass diese beiden oberen Leithakalke der zweiten Mediterranstufe angehören. Die bis 1877 von Fuchs vertretene Suess'sche Ansicht, dass (mit Ausnahme von Grund und Niederkreuzstetten) die übrigen Glieder der zweiten Mediterranstufe keine bestimmte Stellung gegeneinander einnehmen, dass also fast die sämmtlichen Ablagerungen des alpinen Wiener Beckens gleichaltrige Facies einer und derselben Stufe seien, erscheint mit dieser neuesten Fuchs'schen Publication aufgegeben.

Während also in der soeben besprochenen Publication die Grunder Schichten wieder enger, ja sogar sehr enge mit den übrigen Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe verknüpft werden, erscheint fast unmittelbar darnach in einer nächsten Mittheilung von Fuchs (Verhandl. 1885, pag. 105) der Grunder Horizont abermals als ein selbstständiges Niveau von gleicher Bedeutung wie die erste und die zweite Mediterranstufe, aber nicht ohne dass in dieser Mittheilung eine gewisse Reserve zu erkennen ist. In der uns hier vorzugsweise beschäftigenden Publication von Fuchs endlich (Jahrbuch der geol. Reichsanstalt, 1885, 1. Heft), welche wohl als ziemlich gleichzeitig mit der vorerwähnten anzusehen ist, erklärt endlich Fuchs, er habe aus Gründen, die für den Moment gleichgiltig seien (— welche aber doch wohl den Leser lebhaft interessirt haben würden! —), es vorgezogen, die Grunder Schichten als den ältesten Theil der zweiten Mediterranstufe zu betrachten, mit der ausdrücklichen Bemerkung jedoch, dass sie hier einen selbstständigen, von der typischen zweiten Mediterranstufe getrennten Horizont bilden. Dieser Ausspruch von Fuchs ist bereits oben (in Abschnitt II) beleuchtet worden.

Blicken wir doch noch einmal auf die Miocänbildungen von Bordeaux, von wo aus ja die Gliederung in zwei altersverschiedene Stufen ausgegangen ist, welche Gliederung zugleich auch heute noch den Hauptstützpunkt für diejenige des Wiener marinen Miocäns bildet. Dort scheint man noch kein besonders dringendes Bedürfniss gefühlt zu haben, zwischen der unteren (*Saucats* und *Léognan*) und der oberen Gruppe (*Salles*) einen besonderen, mehr oder weniger selbstständigen Zwischenhorizont zu statuiren; man begnügt sich eben mit der seit jeher üblichen Zweitheilung. Ganz anders in der benachbarten Rhônebucht. Schon im Neuen Jahrb. f. Min., 1882, I, 90 hebt Fuchs hervor, es sei nach den Mittheilungen von Fontannes (Bullet. 1878) sehr bemerkenswerth, dass die hier gegebene Schichtfolge, deren Richtigkeit nicht dem geringsten Zweifel unterliege, nicht gut mit den

Verhältnissen der österreichischen Miocänbildungen übereinstimme. *Pecten latissimus*, der im Rhônethale die ältesten Schichten charakterisire, komme in Oesterreich-Ungarn ganz ausschliesslich in der jüngeren Mediterranstufe vor, umgekehrt zeige die Fauna der (jüngeren) Molasse von Cucuron die grösste Uebereinstimmung mit unseren Horner Schichten und ebenso zeigen auch die Mergel von Cabrières eigentlich mehr Aehnlichkeit mit Grund als mit Grinzing.

Auch im Neuen Jahrbuche 1882, II, 91, stimmt Fuchs der Ansicht von Fontannes, dass die Mergel von Cabrières nicht vollkommen dem Badener Tegel entsprechen, sondern um etwas älter seien (demnach dem Horizonte von Grund zufallen müssen) vollkommen bei. Es ist daher nur consequent, wenn Fuchs (im Neuen Jahrb., 1883, I, 275) auch Tournouër beipflichtet, welcher (nach ihm) Cabrières, die Mollasse von Cucuron und ihre Liegendschichten bis zur Molasse von St. Paul trois-Chateaux (inclusive) hinab einem und demselben geologischen Horizonte zurechnen zu müssen glaubt, welcher vielfach gegliederte Complex insgesammt jünger als die Faluns von Saucats und Léognan und älter als Salles sein, demnach genau die Stelle einnehmen soll, wie die Faluns der Touraine, die Molasse von Armagnac (und wie die Grunder Schichten im Wiener Becken, wie Fuchs referirend hinzusetzt).

Aelter als diese „Grunder Schichten" wären von den Ablagerungen des Rhônethales nur die Localitäten Carry und Foncaude, jüngere marine (tortonische) Miocänbildungen scheinen dann im Rhônethale überhaupt nicht vorzukommen. Wir stehen demnach vor der immerhin als merkwürdig hervorzuhebenden Thatsache, dass mit Ausnahme spärlicher Vorkommnisse der „älteren Mediterranstufe" (resp. der „Horner Schichten") das reichgegliederte marine Miocän des Rhônethales sammt und sonders dem Grunder Zwischenhorizonte zugewiesen wird, während man im Nachbargebiete von Bordeaux eigentlich, wie es scheint, keine anerkannte Vertretung dieses mächtigen Zwischenhorizontes besitzen, oder doch die längste Zeit hindurch wenigstens nicht das Bedürfniss gefühlt haben würde, nach einer solchen Vertretung sich umzuschauen. Dabei muss noch betont werden, dass Tournouër in seiner angezogenen Arbeit die Localitäten Carry und Foncaude keineswegs Léognan, sondern eigentlich dem noch älteren (aquitanischen) Falun von Bazas gleichstellt und höchstens im oberen Carry Vertreter von Léognan und Saucats erkennen möchte, so dass der Contrast zwischen Bordeaux und Rhônebucht für die unteren Partien noch schärfer wird: — freilich muss auch hervorgehoben werden, das Cabrières von Tournouër selbst nicht tiefer gestellt wird als Salles, sondern beiläufig in diesem Niveau verbleibt, von welchem Tournouër hervorhebt, dass es dem Helvetien III. Mayer's genauer entspricht als dessen Tortonien; übrigens bemerkt Tournouër, dass Tortonien und Helvetien III bei Mayer, wenn sie überhaupt nicht gleichalte Facies seien, doch derselben Gruppe des oberen Miocän angehören. In Fuchs' Referate über Tournouër's Arbeit erscheinen demnach die Ansichten dieses Autors noch ein wenig modificirt, indem auch noch die obersten marinen Miocänbildungen, speciell also Cabrières — und dann entsprechend vielleicht

auch Salles?[1]) — in den Grunder Horizont hinabgezogen werden. Man würde also im Rhônethale **fast nur** Grunder Schichten, bei Bordeaux dagegen mächtige „erste Mediterranstufe" und weniger mächtige „zweite Mediterranstufe", ohne sichere Vertretung des Grunder Zwischenniveaus besitzen. Salles selbst, etwa gleich Cabrières in das Grunder Niveau hinabziehen, ist meines Wissens bisher nicht versucht worden.[1]) **Fuchs** zum wenigstens hält noch neuerdings daran fest, dass Salles, la Sime und Cazenave der zweiten Mediterranstufe — d. h. wohl in diesem Falle, ebenso wie in Verhandl. 1874 der zweiten Mediterranstufe **mit Ausschluss der Schichten von Grund!** — entspreche. Wir sind dann allerdings berechtigt, zu fragen, wo man denn bei Bordeaux eine eventuelle Vertretung der Grunder Schichten zu suchen habe? Dass sie hier fehlen sollten, ist schwerlich anzunehmen. In der That sucht auch **Tournouër** direct nach Aequivalenten für dieses Niveau und zwar, wie das anders kaum möglich ist, in den oberen Lagen der **unteren** Faluns, jener von Léognan, speciell in den Faluns von Pont-Pourquey, Cestas u. s. f. Man vergleiche hierüber insbesondere **Tournouër's** Arbeit in Soc. Lin. Bord. XXIX, 157, wo diesem „Grunder Zwischenniveau" des Rhônethales (ebenso wie die Faluns der Touraine, von Anjou und der Bretagne) die Faluns von Cestas und Pont Pourquey, sowie jene von Armagnac (Gabaret, Sos. etc.) zugezählt werden. Auch **Fuchs** (Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellschaft, 1885, 134) stellt Sos und Gabaret in den Horizont von Grund. Es sei also hier constatirt, dass Vertretungen der Schichten von Grund auch zu Bordeaux vorzukommen scheinen und zwar im Gegensatze zu Wien (wo der Grunder Horizont an die Basis der „zweiten Mediterranstufe" gestellt zu werden pflegt) in den oberen Lagen der „ersten Mediterranstufe" (resp. der Faluns von Saucats und Léognan).

Auf ähnliche Verhältnisse muss sich wohl die Bemerkung von **Fuchs** (Jahrb. 1885, pag. 142) beziehen, dass **Mayer**, sowie die italienischen Geologen derartige (Grunder) Ablagerungen grösstentheils ins ältere Miocän (*miocenico medio*, Helvetien) zu stellen pflegen.

Ueber das Verhältniss der italienischen Miocänablagerungen zu denen des Wiener Beckens finden wir die neuesten Nachrichten in **Fuchs'** Schrift „Die Versuche einer Gliederung des unteren Neogen im Gebiete des Mittelmeers" (Zeitschr. d. deutschen Geol. Gesellsch., 1885, pag. 131—172).

Auf pag. 134 dieser Arbeit wird folgende Parallelisirung gegeben:

Miocenico medio (Serpentinsand u. Schlier v. Turin) = Horner Schichten
Miocenico superiore (Tortonien) . . . . = 2. Mediterranstufe

Von den „Grunder Schichten" ist hier keine Erwähnung gethan. Während in Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., 1875, LXXI, das Tortonien die zweite Mediterranstufe inclusive der Grunder Schichten[2]) umfasste, wird man hier über die Stellung der Grunder Schichten innerhalb der italienischen Miocänablagerungen gänzlich im Zweifel gelassen.

[1]) Bei Ch. **Mayer** Bullet. 1876—77, pag. 288 ff. ist auch Salles nicht Tortonien, sondern oberstes Helvetien; Grund allerdings figurirt als unterstes Helvetien.

[2]) Auch im Jahre 18?0, Bolletino XI, pag. 51?, gehören die Grunder Schichten noch in's Tortonien.

Auf pag. 137 und 138 wird die zweite Mediterranstufe abermals dem *Miocenico superiore* (= tortonischen Pleurotomenmergel), die erste Mediterranstufe aber den tieferen Conglomeraten, Bryozoënkalken, Serpentinmolassen, Schlierablagerungen, Kalken mit *Lucina pomum* etc.[1]) gleichgesetzt. Hier ist also die zweite Mediterranstufe schärfer umgrenzt und restringirter, während die Hauptmasse der marinen Miocänbildungen der betreffenden oberitalienischen Districte der ersten Mediterranstufe zufallen würde. Fuchs stellt sich also, wie es scheint, hier bereits auf den Standpunkt Ch. Mayer's und der italienischen Geologen. Pag. 138 heisst es, dass *Lucina pomum*, die soeben zur ersten Mediterranstufe gestellt wurde, im Hangenden des Schliers unmittelbar unter dem Tortonien einen bestimmten Horizont bilde. Damit hätten wir die obere Grenze der ersten Mediterranstufe also scharf bezeichnet. Wir müssten die Grunder Schichten hier in den oberen Gliedern der „ersten Mediterranstufe" suchen, da ja das darüber folgende Tortonien ohne Zweifel speciell die Badener Tegel repräsentirt. Fuchs sagt darüber selbst nicht ein Wort.

Auf pag. 139 wird Seguenza's Aquitanien, Langhien und Helvetien insgesammt der ersten Mediterranstufe, dessen Tortonien (Badener Tegel, littoraler Sand und Leithakalk) aber der zweiten Mediterranstufe zugewiesen. Würde man hier nach einer Vertretung der Grunder Schichten fragen (— Fuchs erwähnt dieselben mit keinem Worte! —), so müsste man dieselbe wohl bestimmt im Helvetien Seguenza's suchen.

Bisher hat also Fuchs nur die erste und die zweite Mediterranstufe von Wien zur Parallelisirung herangezogen, ohne auf die Grunder Schichten im Geringsten Rücksicht zu nehmen. Auf pag. 141 ändert sich das plötzlich. Hier wird uns die Schichtfolge von Malta vorgeführt:

1. Schio-Schichten	=	Horner Schichten.
2. Blauer Mergel	=	Schlier.
3. Grünsand und Heterosteginenkalk	=	Grunder Schichten?
4. Oberer Kalk	=	jüngerer Leithakalk.

Dieses Profil ist äusserst bemerkenswerth, sowohl an und für sich als in Bezug auf seine Deutung. Vor Allem fällt auf, dass Fuchs hier keine Unterscheidung zwischen älterer und jüngerer Mediterranstufe trifft, sondern die Lösung dieser Schwierigkeit dem Leser selbst überlassen zu wollen scheint. Soll man also hier den oberitalienischen oder den calabrischen Analogien mehr Gewicht einräumen? Nach ersterem Vergleichspunkte würde wohl der Schlier und Grünsand von Malta noch der ersten Mediterranstufe zufallen und der obere Kalk allein das Tortonien repräsentiren. Näher würde allerdings der Vergleich mit Reggio liegen, wo ja das Tortonien auch in drei verschiedenen Facies — Badener Tegel, littoraler Sand und Leithakalk — übereinander auftritt, welche Niveaus recht ungezwungen dem Malteser Tegel (oder Schliermergel), dem Grünsande und dem oberen Leithakalke gleichgestellt werden könnten. Dann bliebe für Malta als Aequivalent der ersten Mediterranstufe nur der Scutellen- und Pectensand der Schioschichten

[1]) Nach Ch. Mayer, Bullet., 1876—1877, pag. 288 ff., würde das alles Helvetien und gleich alt oder jünger als Grund sein, da Grund bei ihm Helvetien I. ist. Nur der Schlier von Turin wäre älter (Langhien).

übrig, der erst seit kurzer Zeit in der ersten Mediterranstufe und im Miocän überhaupt steht. Würde man diese Schioschichten nicht neuestens als „erste Mediterranstufe“ erkannt haben, so würde nicht nur für Malta, sondern auch für andere Gegenden die Gefahr eingetreten sein, überhaupt — unter Voraussetzung gewisser Parallelisirungen wie die oben angedeutete — jede Vertretung der „ersten Mediterranstufe“ zu verlieren. So allerdings bleiben im äussersten Falle noch die Schioschichten übrig!

Auch sich darüber auszusprechen, was auf Malta Tortonien sei, vermeidet Fuchs, wie denn überhaupt dieser früher vielgebrauchte Terminus hier ebensowenig angewendet wird, wie „ältere und jüngere Mediterranstufe“. Sind ferner. wie Fuchs hervorhebt, die nunmehr zur ersten Mediterranstufe gezogenen Schioschichten eine besondere Facies nur der tiefsten Horner Schichten, so könnte mindestens der Malteser Schlier andererseits noch den Horner Schichten, respective der älteren Mediterranstufe zufallen und man könnte nach eventuellen Aequivalenten des Tortonienmergels, respective Badener Tegels, nur höher, also zunächst im Niveau des Grünsandes suchen. Wo bleiben aber dann die Grunder Schichten? Fuchs selbst lässt ja die Gleichstellung der Malteser Grünsande mit den Grunder Schichten fraglich. Und doch ist die Entscheidung darüber, sowie über die Trennung der „ersten“ und „zweiten Mediterranstufe“ in dem Profile von Malta von grosser Wichtigkeit.

Wird bei Besprechung der Malteser Ablagerungen die Anwendung der Ausdrücke „erste und zweite Mediterranstufe“, sowie „Tortonien“ vermieden, so erscheinen dieselben sofort wieder noch auf derselben Seite der Fuchs'schen Arbeit, da, wo es sich nur um eine jüngere und eine ältere Abtheilung in der Gliederung gewisser anderer Miocänbildungen handelt und zu gleicher Zeit verschwinden wieder die „Grunder Schichten“ und zumeist auch der „Schlier“ vom Schauplatze der Vergleichungen. Es ist interessant, dass zu Bassano und Asolo die Schioschichten sammt dem darüber folgenden schlierartigen Mergeln von Crespano und den Grünsanden von Monfumo als wahrscheinlich sammt und sonders der ersten Mediterranstufe, die Tegel, Sande und Gerölle von Asolo als der zweiten Mediterranstufe zufallend gedeutet werden. Wenden wir das zunächst auf Malta an, so würde mit gleichzeitiger Berücksichtigung der übrigen oberitalienischen Ablagerungen wahrscheinlich doch nur der (oberste) Leithakalk von Malta der zweiten Mediterranstufe angehören und wir werden abermals zur Frage gedrängt, wo liegen dann zu Bassano und Asolo die Aequivalente von Grund? Mit Rücksicht auf Fuchs' Auffassung der Malteser Verhältnisse doch wohl in den Grünsanden von Monfumo und somit offenbar in den obersten Theilen der „ersten Mediterranstufe“, ganz analog wie im übrigen Oberitalien, in Calabrien und zu Bordeaux.

Es geht somit aus diesen, der letzten Arbeit von Fuchs entnommenen Daten hervor, dass wie zu Bordeaux, so auch in Ober- und Unteritalien das Grunder Niveau, wenn überhaupt nachweisbar, zumeist in den oberen Horizonten derjenigen Ablagerungen zu suchen ist, welche Fuchs als Vertreter der ersten Mediterranstufe betrachtet.

Aber auch im grossen pannonischen Becken stossen wir auf ähnliche Schwierigkeiten bei der Deutung der Verhältnisse oder Schichtfolgen. Bei Promontor (Ofen) ist nur die erste und die zweite Mediterranstufe vorhanden, und zwar jede dieser Stufen nur durch einen, die obere überdies nur durch einen sehr geringmächtigen Schichtcomplex vertreten. Wo sind hier die Grunder Schichten? Und wo sind sie in den berühmten, durch ihre mannigfaltige Gliederung mit Promontor contrastirenden Klausenburger Profilen? Hier haben sie die ungarischen Geologen in den Schichten von Hidalmás nachweisen zu können geglaubt; Fuchs versetzt diese aber neuestens in's Niveau von Molt hinab, wodurch er zugleich gezwungen ist, die Deutung der darunter liegenden Foraminiferentegel von Kettösmezö als „Schlier" aufzugeben und Aequivalente des „Schlier" höher oben in den Mezöséger Schichten zu suchen. Demnach würden die Grunder Schichten noch über jenen Mezöséger Schlier-Schichten im Bereiche jener Lagen zu suchen sein, welche bereits (nach Fuchs) die Fauna der zweiten Mediterranstufe führen. Denn an dem gegenseitigen Verhalten, was Lagerung anbelangt [1]),

[1]) Was die gegenseitige Lagerung des „Schliers" und der Grunder Schichten anbelangt, so möchte ich doch darauf hinweisen, dass dieselbe keine so scharf bestimmte zu sein scheint, als man nach gewissen Angaben glauben möchte. So sagt Fuchs in einem Referate über die Arbeit Manzoni's „Il Tortoniano ed i suoi fossili nella provincia di Bologna" (Neues Jahrb. f. Min. 1882, I, 259): „Das Resultat ist ein ziemlich unerwartetes, da sich herausstellt, dass zu oberst Schlier, darunter Grunder Schichten, zu unterst Badener Tegel liegt. Es ist das um so merkwürdiger, als alle drei Glieder in sehr typischer Weise ausgebildet sind. Es muss der Zukunft überlassen bleiben, diesen scheinbaren Widerspruch mit den bisherigen Erfahrungen aufzuklären. Doch möchte ich (Fuchs) darauf hinweisen, dass bei Sciolze im Turiner Gebirge ein plastischer Mergel mit der Fauna von Baden vorkommt, der ebenfalls unter dem dortigen „Schlier" mit Pteropoden und Aturia Aturi zu liegen scheint." Wie aus diesem Referate hervorgeht (man vergl. hier auch Bolletino, 1880, XI, 515), ist es möglich, dass die Verhältnisse bei Bologna so liegen, wie Manzoni angibt. Es kann also vorkommen, dass der Tegel von Baden unter dem Grunder Niveau und dieses unter dem „Schlier" liegt; liegen aber diese Niveaus so gegeneinander, wie es die Theorie des Wiener Tertiärs vorschreibt, so ist es doch besser und „richtiger", wie aus einem gleich darauf (ebenda, pag. 260) folgenden Referate von Fuchs über eine um ein Jahr jüngere Abhandlung Manzoni's hervorgeht. Hier heisst es: „Auffallend in der voranstehenden Arbeit ist der Umstand, dass der „Schlier", welcher vom Verfasser früher (vergl. oben!) über die Quarzmolasse und die Ancillarienmergel gestellt wurde, in der vorliegenden Arbeit unter dieselben gestellt wird. Es werden hierfür zwar keine Motive angegeben, doch scheint dies wohl das Richtigere zu sein." Zu welch' merkwürdigen Aussprüchen aber schliesslich derartige einmal als „richtig" erkannte theoretische Ansichten über die Schichtfolgen führen können, das zeigt sich am klarsten in einem im Neuen Jahrb. f. Min., 1882, I, 80, enthaltenen Referate über einen Aufnahmsbericht von Matyasovszky aus dem Szilagyer Comitate. Hier wird unterschieden von unten nach oben:

a) Sand mit Nulliporenbänken und Fossilien der zweiten Mediterranstufe.
b) Zarte Kalkmergel mit Rhyolithtuffen etc., enthaltend *Syndosmya spec.*, einen kleinen glatten Pecten, hie und da Gyps.
c) Sarmatische Schichten mit *Modiola volhynica* und *Cardium cfr. plicatum*.
d) Congerienschichten.

Dazu bemerkt Fuchs: „Die zarten, grauen Kalkmergel mit Rhyolithtuffen entsprechen offenbar dem „Schlier" und müssen demnach wohl unter den Sanden der zweiten Mediterranstufe liegen." So verlangt es nämlich die Theorie und diese irrt bekanntlich niemals! Nur hie und da ist sie genöthigt, der Natur ein klein wenig nachzuhelfen. Der von Matyasovszky angeführte Fall erinnert sehr stark an Radoboj und Tüffer, und es ist ganz gut denkbar, dass der „Schlier" in jenem Profile ebenso wie in den soeben genannten Localitäten unmittelbar

der Grunder Schichten zum „Schlier“ hält Fuchs fest, wie pag. 148 seiner hier besprochenen Arbeit zeigt: „Da nun die Grunder Schichten selbst noch so viele Horner Arten enthalten, dass man sie von einem gewissen Standpunkte aus noch selbst zur ersten Mediterranstufe ziehen könnte, so kann (!) der Schlier in Niederösterreich, der darunter liegt, zur ersten Mediterranstufe gezogen werden.“ Pag. 149 wird übrigens sogar zugegeben, dass auch der „Schlier“ zur zweiten Mediterranstufe gezogen werden könne; die Horner Schichten bleiben jedoch auf jeden Fall etwas Aelteres. Damit hat Fuchs, wie schon früher R. Hoernes, den Schlier als Glied der ersten Mediterranstufe so gut wie aufgegeben.

Seine wahre und exacte Stellung im stratigraphischen Systeme wird natürlich dadurch ebensowenig wie die der Grunder Schichten eine festere, im Gegentheile, sie schwankt mehr als je und es ist nur eine Consequenz der schwankenden Ansichten über die Stellung dieser Niveaus, wenn wir in der neuesten Fuchs'schen Arbeit, pag. 151, auf die höchst merkwürdige Behauptung stossen, dass man die Grunder Schichten bei allen Fragen, welche sich um einen Vergleich der Faunen der ersten und zweiten Mediterranstufe drehen, gänzlich aus dem Spiel lassen müsse. Das ist nun allerdings eine Behauptung, welche noch paradoxer ist als jene oben mitgetheilte über die Beziehungen des Langhien zum Helvetien der Schweiz. Man sollte doch meinen, dass bei dem Vergleiche zweier übereinanderfolgenden Schichtgruppen gerade dann, wenn sich eine Uebergangsstufe findet, in der sich die Faunen beider mischen, und zwar derart mischen, dass man sie mit gleichem Rechte zur untern und zur oberen Stufe stellen könnte, ja, dass man in den meisten Fällen gar nicht entscheiden kann, wohin eine bestimmte Ablagerung mit dieser Mischfauna zu stellen sei, dass gerade dann dieser Uebergangsstufe eine ganz besondere Berücksichtigung bei allen diesen Fragen zu Theil werden müsste und dass dieselbe dann unmöglich ein „noli me tangere“ oder ein „unfassbares Etwas“, das sich zu verflüchtigen droht, sobald man ihm näher an den Leib rückt, vorstellen könne und dürfe.

Nichtsdestoweniger kommt Fuchs wiederholt auf seine einmal geäusserte Ansicht zurück. So sagt er pag. 152: „Herr Tietze und seine Anhänger haben, wie ich glaube, gar keine rechte Vorstellung von der tiefgehenden Differenz, welche zwischen den Faunen der ersten und zweiten

---

unter dem Sarmatischen liegt oder theilweise schon sarmatisch ist Das wäre also der „jüngste Schlier“ im Gegensatze zu dem „eigentlichen Schlier“, der nach Suess ein bestimmtes Niveau zwischen „erster und zweiter Mediterranstufe“ einnimmt und zu dem „alten Schlier“, der zu Turin und Tüffer-Trifail (vergl. Fuchs im Neuen Jahrb., 1885, I, 453) noch unter den Horner Schichten auftritt, „anstatt im Hangenden derselben“, und endlich zu jenem wahrscheinlich „noch älteren oder ältesten Schlier“, der von Manzoni (Bollet., 1881, 46) mit dem Macigno von Poretta in's „untere Miocän“ gestellt wird. Da haben wir also im Miocän allein vier „Schlier“-Niveaus, ganz abgesehen von dem pliocänen vaticanischen Schliermergel und etwaigen oligocänen und eocänen „Schlier“-Bildungen (vergl. hierüber Fuchs im Neuen Jahrb. f. Min., 1882, II. Beilageband, pag. 526). Von jenen vier miocänen Schlier-Niveaus nun sind die drei oberen gewiss auch innerhalb des österreichischen Miocäns vertreten und gerade das seiner Stellung nach unsicherste ist jenes des eigentlichen, sozusagen theoretischen Schliers von Ober- und Niederösterreich, worüber man auch Verhandl., 1885, pag. 225. vergleichen wolle.

Mediterranstufe besteht, und zwar, wie ich glaube, deshalb hauptsächlich, weil sie immer nur die Verhältnisse in Oesterreich im Auge haben, wo die erste Mediterranstufe nur wenig entwickelt und verhältnissmässig sehr arm an Arten ist, sowie, weil sie ihr Urtheil durch die Mischfauna der Grunder Schichten verwirren lassen." Es ist ganz gewiss zuzugeben, dass alle unsere Vergleiche ausserordentlich an Schärfe gewinnen würden, wenn man zu dem Zwecke, um sein Urtheil nicht verwirren zu lassen, alle Uebergangsstufen und Mischfaunen einfach wegdecretiren könnte. Leider müssen wir aber mit diesen unbequemen Zwischenstufen ebenfalls rechnen, und zwar wäre es erwünscht, wenn das immer mit möglichster Klarheit geschehen würde. Dass das aber bisweilen nicht der Fall ist, geht eben aus der Fuchs'schen Arbeit hervor.

Auf pag. 152 derselben stossen wir wieder auf einen Vergleich der Ablagerungen von Bordeaux mit denen des Wiener Beckens:

La Sime und Cazenave = 2. Mediterranstufe.
Alles tiefere bei Saucats = 1. Mediterranstufe.

Wenn also bei Saucats Grunder Schichten vorhanden sind, so müssen sie nach Tournouër's oben mitgetheilten Angaben hier in den oberen Theilen der ersten Mediterranstufe stecken.

Die Tabelle, pag. 158, gibt folgendes stratigraphische Schema:
Erste Mediterranstufe.
Grunder Schichten.
Zweite Mediterranstufe über den Grunder Schichten (Tortonien).

Hier ist es also ganz klar, dass Fuchs unter „Tortonien" nur die obersten marinen Miocänbildungen mit Ausschluss von Grund versteht. Hier ist also zugleich Grund wieder als separate Mittelstufe eingeführt.

Nun kommt auf pag. 160 eine äusserst bemerkenswerthe Stelle, in welcher

mittleres Miocän = Horner + Grunder Schichten
oberes „ = Tortonien

gesetzt wird. Da nun aber auf pag. 137 das mittlere Miocän (*miocenico medio*) ausdrücklich der ersten Mediterranstufe gleichgestellt wurde, so wäre demnach Fuchs auf diesem kleinen Umwege glücklich dazu gelangt, die Grunder Schichten in die erste Mediterranstufe hinabzuversetzen. Das vollzieht sich so gewissermassen mit einer Art elementarer Nothwendigkeit, ohne dass es wahrscheinlich beabsichtigt worden wäre, wir haben demnach in einer und derselben Arbeit desselben Autors bezüglich der Stellung der Grunder Schichten dreierlei Standpunkte vertreten:

auf pag. 157 ff. eine Mittelstellung der Grunder Schichten zwischen erster und zweiter Mediterranstufe,

auf pag. 160 Zutheilung der Grunder Schichten zur ersten Mediterranstufe und bereits

auf pag. 161 wieder Zutheilung der Grunder Schichten zur zweiten Mediterranstufe, indem es hier heisst, dass Tournouër nachgewiesen habe, es sei in vielen Theilen Europas, beiläufig mit dem Horizonte

der Grunder Schichten, mithin nach unserer (Fuchs') Auffassung mit dem Beginne der zweiten Mediterranstufe, eine grosse Transgression des Meeres erfolgt. Aber es ergibt sich aus pag. 160 bei Fuchs noch etwas Anderes: Wenn nämlich oberes Miocän mit Ausnahme der Grunder Schichten = Tortonien, was ist denn dann das Niveau von Grund nach Ch. Mayer? Offenbar ganz von selbst Helvetien und damit fällt auch die Verwahrung von Fuchs gegen Mayer (Paläontographica 1883), dass Grund = Helvetien sein könne und es wird Fuchs nichts übrig bleiben, wenn er dieser Consequenz seiner eigenen Meinungsänderung entgehen will und die Horner Schichten allein = Helvetien bleiben sollen, als eine eigene Etage Grundien zu gründen. Daran würde sich sodann die weitere Nöthigung knüpfen, eine Vertretung dieser Etage „Grundien" innerhalb des Miocäns anderer Districte, speciell aber bei Saucats und in Oberitalien, nachzuweisen, resp. den Nachweis zu führen, dass diese Etage an diesen anderen Stellen durch Lücken vertreten sei, was aber von vorneherein noch weniger glaubhaft erscheint. Das Bedürfniss nach einer solchen neuen Etage, zu deren Creirung Fuchs unter oben erwähnten Umständen gezwungen wäre, scheint aber überhaupt kein besonders dringendes zu sein, da ja, wie Fuchs selbst anführt, Mayer und die italienischen Geologen derartig situirte Ablagerungen meist zum *miocenico medio* = Helvetien ziehen, dessen oberstes Glied sie also wohl bilden müssen und da Tournouër bezüglich dieses (obersten) Helvetien III. bemerkt, dass dasselbe, wenn es nicht eine gleichalte Facies von Mayer's Tortonien darstelle, doch zum Mindesten in dieselbe Gruppe des oberen Miocäns gehöre. Man hat also hier offenbar keinen Mangel an Etagen und Namen, sondern eher einen Ueberfluss derselben. Wenn nun Fuchs heute das oberste marine Miocän von Wien mit Ausschluss von Grund dem Tortonien gleichsetzt, so scheint darin thatsächlich schon ein Anschluss an die Ansichten Ch. Mayer's zu liegen und dies umsomehr, als ja sogar in Uebereinstimmung mit dieser Einführung des Tortonien in das Wiener stratigraphische Schema die unmittelbar unter dem Badener Tegel liegenden Leithakalke (deren Position gegenüber dem Badener Tegel ehemals geradezu als Beweis für die Gleichaltrigkeit des inneralpinen Leithakalks mit dem Badener Tegel galt) nunmehr ebenfalls zum Niveau von Grund, also zum Helvetien Mayer's oder noch specieller in jenes Niveau gestellt werden, von dem Tournouër meint, es könne sogar mit dem Tortonien gleichaltrig, resp. von demselben nur faciell verschieden sein. Wir kämen dann unmittelbar und ganz ungezwungen wieder auf die ältere, kaum verlassene Ansicht von Fuchs und Suess zurück und hätten dann nur die Wahl, ob wir die gesammten inneralpinen marinen Miocänbildungen der tortonischen, oberen Abtheilung der zweiten Mediterranstufe oder der helvetischen, unteren Abtheilung der zweiten Mediterranstufe (welche beiden Abtheilungen überdies vielleicht nur faciell verschieden sind, wie ja Suess und Fuchs ehemals selbst annahmen und theilweise noch annehmen) zuzählen wollen. Die Analogie mit der Rhônebucht würde dadurch wesentlich erhöbt, denn auch hier schwanken die Meinungen noch, wieviel man und ob man überhaupt etwas dem Tortonien zurechnen oder ob man alles in den Horizont von Grund —

Helvetien — stellen solle. Fontannes und Fuchs, sowie Tournouër neigen mehr zur letzten Meinung hin, während Suess (Antlitz der Erde) noch theilweise an der ersteren, dass hier nämlich auch die tortonische Abtheilung der zweiten Mediterranstufe vertreten sei, festzuhalten scheint.

Wir würden auf diesem Wege also wenigstens zur Einsicht gelangen, dass bei Wien und im Rhônethale die zweite Mediterranstufe im Sinne von Suess einen verhältnissmässig mächtigen, reichgegliederten Complex umfasst, welcher die Grunder Schichten in sich begreift, während wir zuvor gesehen haben, dass zu Bordeaux und in ausgedehnten Districten Italiens dieselben Grunder Schichten resp. ihre Aequivalente von den französischen Geologen sowohl als von den italienischen, von Mayer und von Fuchs — ausgesprochenermassen oder stillschweigend — mit zu jenem Complexe gerechnet werden, den man als *miocenico medio* = Helvetien = 1. Mediterranstufe zu bezeichnen pflegt. Das, was man also im Sinne von Fuchs bei Bordeaux erste Mediterranstufe (Faluns von Saucats und Léognan) nennt, umfasst offenbar mehr, als was Suess bei Wien erste Mediterranstufe (Horner Schichten) nannte, es umfasst die Suess'sche 1. Mediterranstufe sammt Theilen seiner zweiten Mediterranstufe, d. h. speciell den Grunder Schichten. Was man aber zu Bordeaux zweite Mediterranstufe (Falun von Salles) nennt, ist weniger als die Suess'sche zweite Mediterranstufe bei Wien, es umfasst nur die oberen Theile derselben, nicht aber auch die Grunder Schichten. Man kann also nicht, wie das häufig geschieht, die „erste Mediterranstufe" von Bordeaux der „ersten Mediterranstufe" von Wien, die „zweite Mediterranstufe" von Bordeaux der „zweiten Mediterranstufe" von Wien unmittelbar gleichsetzen, da man ja in diesem Falle ungleiche Grössen einander gleichsetzen würde und folgendes logisch unmögliche Schema bekäme:

Bordeaux.	Wien.
Erste Mediterranstufe Suess' mit Einschluss der Grunder Schichten der zweiten Mediterranstufe (Saucats und Léognan.)	Erste Mediterranstufe Suess (ohne die Grunder Schichten der zweiten Mediterranstufe). (Horner Schichten oder erste Mediterranstufe bei Suess.)
Zweite Mediterranstufe Suess mit Ausschluss der Grunder Schichten dieser Stufe (Salles).	Zweite Mediterranstufe mit Einschluss der Grunder Schichten (2. Mediterranstufe bei Suess).

Es ist demnach vollkommen klar, dass entweder bei Wien die Grunder Schichten zur ersten, oder dass bei Bordeaux die Aequivalente der Grunder Schichten zur zweiten Mediterranstufe gezogen werden müssen, um eine Basis für exacte Parallelisirungen zu schaffen. Das letztere würde wahrscheinlich auf grossen Widerspruch von Seiten der französischen (eventuell auch italienischen) Geologen stossen, das erstere wäre gleichbedeutend mit einer ganz einschneidenden Verschiebung der Grenzen zwischen den beiden Stufen im Sinne von Suess.

So verlangt es die consequent durchgeführte Theorie. In der Praxis stellt sich aber die Sache merkwürdiger Weise sehr verschieden und

weitaus einfacher. Herr Fuchs nämlich weiss in seinen Schriften, wie oben durch Beispiele gezeigt wurde, beide einander widersprechende Ansichten zu vereinigen. Während er in Italien und Frankreich nach dem Vorgange der einheimischen Geologen die Grunder Schichten, resp. deren Aequivalente, zu dem, was er erste Mediterranstufe nennt, hinzuzieht, lässt er dieselben Grunder Schichten im Wiener Becken an der Basis der zweiten Mediterranstufe stehen. Und wenn er nun parallelisirt, so parallelisirt er ganz ruhig die erste Mediterranstufe Südeuropas mit Einschluss der stillschweigend darin enthaltenen Aequivalente der Grunder Schichten mit der ersten Mediterranstufe bei Wien, zu welcher für diesen Fall[1]) (vergl. Verh., 1874, pag. 106) — ebenfalls stillschweigend — Theile der zweiten Mediterranstufe, d. h. eben die Grunder Schichten, angefügt werden. Denn würde er zu diesem Zwecke die Grunder Schichten nicht der ersten Mediterranstufe zuzählen, so würde er mit den Horner Schichten allein nicht auslangen. Die Grunder Schichten bei Wien erfreuen sich also thatsächlich einer ganz seltsamen und ausnahmsweisen Doppelstellung; vor den Augen der Welt, sozusagen officiell, fungiren sie als ein Theil der zweiten Mediterranstufe, in der Praxis aber, d. h. bei Parallelisirungen und Vergleichen, werden sie ganz geräuschlos in die erste Mediterranstufe hinabgezogen und so wird das wünschenswerthe Einverständniss mit Ch. Mayer, sowie mit den italienischen und den Geologen von Bordeaux erzielt. Ja, wird man fragen, warum accommodirt sich denn Herr Fuchs nicht öffentlich diesen Anschauungen Ch. Mayer's und der Anderen, wenn er doch bei Vergleichen nolens volens diesen Anschauungen sich zu fügen gezwungen ist? Auch darauf gibt es eine Antwort. Weil er nämlich dann die Grenze zwischen erster und zweiter Mediterranstufe, welche von Suess vornehmlich und in erster Linie auf Grund tektonischer Annahmen und Voraussetzungen fixirt wurde, derart verschieben müsste, dass das gleichbedeutend wäre mit einer Auflassung und Ausmerzung dieser beiden Termini, für welche dann ohneweiters die Ausdrücke Mittel- und Obermiocän oder Mayer'sche Etagennamen eintreten könnten. Das dürften so beiläufig die von Fuchs betonten, aber nicht angeführten Gründe sein, „welche zwar für den Moment gleichgiltig sind", die aber dennoch zwingend genug zu sein scheinen, um Herrn Fuchs die von Suess vorgenommene Zutheilung der Grunder Schichten zur zweiten Mediterranstufe richtiger erscheinen zu lassen. Denn würde Fuchs die Grunder Schichten offen zur ersten Mediterranstufe ziehen, so wie er es bezüglich ihrer muthmasslichen Aequivalente bei Bordeaux und in Italien thut, so würde zunächst der Umfang der ersten Mediterranstufe bei Wien ein ausserordentlich viel weiterer werden und zweitens würde die tektonische Theorie, welche Suess mit seiner Unterscheidung der beiden Mediterranstufen verknüpft hat, insoferne eine sehr einschneidende Modificirung erfahren, als dann der Einsturz der inneralpinen Niederung sich nicht mehr an der Grenze zwischen erster und zweiter Mediterranstufe,

---

[1]) Auch noch das neueste Fuchs'sche Verzeichniss (Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch., 1885, pag. 154) enthält einzelne Arten (*Cerithium moravicum, Cer. papaveraceum, Arca Breislacki*), welche bei Wien bisher nur in Grunder und jüngeren Schichten gefunden wurden, als Horner Arten oder doch als Arten der ersten Mediterranstufe angeführt.

sondern inmitten der Dauer der ersten Mediterranstufe vollzogen hätte. Da nun der eigentliche Grund, weshalb Suess seine Grenze zwischen „erster" und „zweiter Mediterranstufe" zog, weshalb er diese beiden Termini zunächst für das Wiener Tertiär überhaupt einführte, geradezu in jenem von ihm an die Grenze dieser beiden Gruppen verlegten tektonischen Vorgange zu suchen ist [1]), so würde, sobald man die erste Mediterranstufe um die Grunder Schichten vermehrt, d. h. ihre Grenze nach aufwärts verschiebt und auf Grund dessen grosse Theile der Ablagerungen des inneralpinen Beckens, das nach Suess erst nach Ablagerung der ersten Mediterranstufe entstanden sein soll, nunmehr dieser ersten Mediterranstufe zuzählt, jener von Suess zur Scheidung beider Stufen in erster Linie verwendete tektonische Vorgang für eine solche Scheidung sein Gewicht einbüssen und diese Scheidung in eine ältere und jüngere Mediterranstufe würde überhaupt für die Gliederung des Wiener marinen Miocäns und sodann auch in übertragenem Sinne ihre Bedeutung vollständig verlieren.

Mit einem Worte, die Gliederung des Wiener marinen Miocäns in eine ältere und eine jüngere Mediterranstufe wäre dann so gut wie aufgehoben und wir hätten nichts zu thun, als zu dem Rolle'schen Standpunkte der Eintheilung in Horner Schichten, Grunder Schichten (zusammen nach Fuchs, Z. d. d. geol. Ges., 1885, 160, mittleres Miocän) und jüngeres Miocän (Tortonien) zurückzukehren, da die von Suess auf Grundlage tectonischer Annahmen gezogene Trennungslinie zwischen dem Horner und Grunder Niveau gegenüber den paläontologisch-stratigraphischen Beziehungen dieser Schichten untereinander und gegenüber ihren Beziehungen zu den südeuropäischen Miocänablagerungen sich offenbar als zu wenig massgebend, resp. als local zu beschränkt erwiesen haben würde, als dass sie in der ihr zugeschriebenen Bedeutung aufrecht erhalten werden oder gar ohne weiteres auf die Gesammtheit der südeuropäischen Miocänbildungen angewendet werden könnte. Es gibt, um diesen Consequenzen zu entgehen und die Scheidung in eine erste und in eine zweite Mediterranstufe auch bei Wien aufrecht erhalten zu können, nur einen Ausweg, den nämlich, zunächst auf Grundlage der zu Wien gemachten Erfahrungen die südeuropäische Gliederung des marinen Miocäns derart umzugestalten, dass die dortselbst als Aequivalente unserer ersten Mediterranstufe geltenden Ablagerungen des mittleren Miocäns in ihrem grossen Umfange reducirt und die ihnen bisher zugerechneten Aequivalente der Grunder Schichten zum oberen Miocän geschlagen werden, um auf diesem Wege einander gleichwerthige und vergleichbare Schichtgruppen zu

[1]) E. Suess' „Erdbeben Niederösterreichs", 1873, pag. 37: „Der Uebertritt des Meeres über die Alpen erfolgt also zur Zeit des *Cerithium lignitarum* und der *Pyrula cornuta*, das wesentliche Ereigniss, welches in unserer Gegend zwischen der älteren und der jüngeren Mediterranstufe als trennend angesehen werden kann, ist in der That das um diese Zeit stattfindende Uebergreifen des Meeres über die Alpen bei Wien."

— — Und „Antlitz der Erde", 1883, pag. 401: „Gegen das Ende des Zeitabschnittes, in welchem der Schlier abgelagert wurde, oder unmittelbar nach demselben sind am östlichen Rande der Alpen sehr grosse tektonische Ereignisse eingetreten; um diese Zeit wurde die inneralpine Niederung von Wien gebildet, in welcher (pag 178) noch niemals Ablagerungen der ersten Mediterranstufe gefunden wurden."

erhalten (welche dann auch in Südeuropa die Namen erste und zweite Mediterranstufe führen könnten, was, wie oben gezeigt wurde, gegenwärtig nicht der Fall ist!). Ob eine solche Uebertragung der Wiener Gliederung auf die Verhältnisse, wie sie in Südeuropa vorliegen, ohne Zwang möglich ist, das mögen Andere entscheiden. Ich begnüge mich, hier darauf hinzuweisen, dass Tournouër schon im Jahre 1873 (Act. Soc. L. Bord., XXIX, 161) die Ansicht ausspricht, die Schichten von Grund müssten als oberstes Glied der unteren Abtheilung (erste Mediterranstufe) angeschlossen werden.

Ohne aber die Entscheidung in diesen Fragen abzuwarten, kann es schon heute als unstatthaft und zu Verwirrungen führend erklärt werden, wenn Parallelisirungen von der Art vorgenommen werden, wie es von Seiten des Herrn Fuchs geschieht, bei welchen den Grunder Schichten eine ganz eigenthümliche, zweideutige Doppelstellung angewiesen wird, welche es ermöglicht, dass mit ihnen in jedem beliebigen Sinne operirt werden kann, durch welche es aber auch erklärlich wird, dass Fuchs in einer und derselben Arbeit dreierlei gegenseitig einander ausschliessende verschiedene Meinungen über die Stellung dieser Schichten zu vertreten in die Lage kommt. Wenn es Herrn Fuchs einmal gelungen sein wird, sich aus dieser schwankenden Position herauszuarbeiten, dann wird er sich vielleicht eher auch zum Richter über die Ansichten Anderer in diesen Fragen aufwerfen dürfen, aber auch dann wird er noch nicht das Recht haben, mir bezüglich meiner Ansichten über die Beziehungen der Horner zur Grunder Fauna „über den Spass gehende Manöver“ und „Erschleichung von Beweismitteln“ vorzuwerfen, denn ich halte mich bezüglich der Grunder Schichten an den Standpunkt, den Suess bezüglich derselben aufgestellt und bisher immer vertreten hat.

Dieser Standpunkt muss bei einer theoretischen Behandlung dieser Frage zunächst festgehalten werden. Sind die unter Festhaltung desselben gezogenen Consequenzen für denselben günstig und mit ihm vereinbar, so wird er auch weiterhin aufrecht zu erhalten sein. Sind diese Consequenzen aber mit demselben unvereinbar, oder widerstreiten sie ihm, so wird dieser Standpunkt selbst eventuell aufgegeben werden müssen. Es geht aber nicht an und ist für die Dauer unhaltbar, so wie Fuchs es thut, während er durch die Consequenzen der Suess'schen Auffassung und durch andere Thatsachen schon längst zu einer verschiedenen Auffassung gedrängt wurde, gleichzeitig auch jene von Suess in der Theorie immer noch aufrecht erhalten und vertreten zu wollen.

Während Fuchs sich als Hüter der Suess'schen Anschauungen gegen Angriffe von anderer Seite geberdet, ist er es selbst, der jene Suess'sche Eintheilung des Wiener Miocäns in zwei altersverschiedene Stufen de facto bereits umgestossen hat, er ist es, der in der Praxis gar nicht mehr auf dem Boden der Suess'schen Eintheilung steht, sondern hier einen eigenen Standpunkt (Sonderstellung der Grunder Schichten) oder noch häufiger die Auffassung dritter Personen (Zutheilung der Grunder Schichten zur ersten Mediterranstufe) vertritt und nur nebenbei noch den Schein zu wahren sucht, als stehe er ebenfalls nach wie vor auf dem Standpunkte von Suess. Es mag das eine

persönlich sehr anerkennenswerthe Art sein, mit den Anschauungen eines Anderen, die man selbst die längste Zeit hindurch vertreten hat, zu brechen — richtig und die Wissenschaft fördernd ist ein solches Vorgehen jedenfalls nicht. Wie wenig Fuchs gegenwärtig auf dem Suess'schen Standpunkte steht, das geht wohl am schlagendsten daraus hervor, dass er ja pag. 142 (20) seiner Arbeit mit besonderer Schärfe gerade deshalb gegen mich polemisirt, weil ich mit Suess die Grunder Fauna als Fauna der zweiten Mediterranstufe betrachte. Wenn nun von Denjenigen, welche sich als eifrigste Anhänger der Ansichten von Suess ausgeben, dieselben in ihren wichtigsten Punkten thatsächlich in solcher Weise fallen gelassen werden, wie will man dann von Anderen verlangen, dass sie diesen Ansichten unbedingt zustimmen sollen? Und was soll man dazu sagen, wenn von derselben Seite, welche in der oben charakterisirten Weise in diesen Fragen vorgeht, Anderen, eben weil sie den Suess'schen Standpunkt bezüglich der Grunder Schichten zur Klärung der schwebenden Differenzen festzuhalten suchen und weil sie nicht im Stande sind, in den Grunder Schichten gleichzeitig Ablagerungen einer jüngeren, Ablagerungen einer älteren Mediterranstufe und Ablagerungen eines selbstständigen Zwischenniveaus zu erblicken, „Manöver“ und „Erschleichungen“ zum Vorwurfe gemacht werden?!

Es gibt ja ein sehr einfaches Mittel, mit Hilfe dessen Herr Fuchs alle derartigen „Manöver“ und „Erschleichungen“ ein für allemal zu vereiteln und hintanzuhalten im Stande ist; er entscheide sich doch einmal definitiv über die Stellung der Grunder Schichten, und wenn sie ihm nicht recht in die „zweite Mediterranstufe“ passen sollten, wie es scheint, so erkläre er sie doch für ein selbstständiges Zwischenniveau oder er stelle sie endgiltig in das mittlere Miocän, wie Ch. Mayer und Andere es thun. Das ist ja doch Alles nur Sache der Erfahrung und des Uebereinkommens und es wird Niemand bestreiten, dass Fuchs hinreichende Erfahrung besitze und auch hinreichende Autorität, um dieselbe zu Gunsten eines definitiven Uebereinkommens in dieser rein theoretischen Frage geltend machen zu können.

Und wenn diese definitive Entscheidung gefällt sein wird, dann wird es ja wohl auch möglich sein, dass endlich einmal klargestellt werde, was — ganz abgesehen von ferner liegenden Districten — nur im Wiener Miocän allein eigentlich zu den Grunder Schichten gehöre, da man das gegenwärtig nach Zuzählung der Hauptmassen des inneralpinen Leithakalkes zum Grunder Niveau weniger als jemals weiss und nur dunkel vermuthen kann, dass ausserordentlich grosse Theile der „zweiten Mediterranstufe“ diesem Niveau zufallen müssen, wie man denn auch jederzeit Gefahr läuft, sobald man eine anerkannte Localität der „zweiten Mediterranstufe“ [beispielsweise Rudelsdorf (siehe Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1885, 168)] nennt, darauf aufmerksam gemacht zu werden, dass dieselbe ja auch zu den Grunder Schichten, jenem unfassbaren Zwischenhorizonte, „welchen man bei allen solchen Fragen gänzlich aus dem Spiele lassen muss“, gehöre.

Was hier abermals gezeigt werden sollte (und wie ich annehmen zu können glaube, auch wirklich gezeigt wurde), ist, dass die bisher innerhalb der Wiener marinen Miocänablagerungen vorgenommenen Gliederungsversuche nicht so positiv unbestreitbar und absolut verlässlich

seien, als dass man in allen Fällen damit rechnen und sich bei Untersuchung entfernterer Gebiete, sowie bei Arbeiten im Felde überhaupt, in voller Ueberzeugung darauf stützen könnte (vergl. Jahrb., 1884, pag. 504). Dagegen ist von mir niemals behauptet worden und denke ich auch heute nicht daran, zu behaupten, wie mir Fuchs in einem seiner Referate (im Neuen Jahrb., 1885, I, pag. 453) unterstellt, dass es ganz ausser der Möglichkeit liege, innerhalb unserer Miocänbildungen bestimmte altersverschiedene Stufen zu unterscheiden; im Jahrbuche, 1884, pag. 504, habe ich gerade das Gegentheil gesagt, denn daselbst, in derselben Arbeit, aus welcher Fuchs obige Behauptung entnommen haben müsste, steht ganz klar: „Ich behaupte daher auch nicht, dass es unmöglich sei, innerhalb des Wiener und pannonischen Miocäns weitere Unterabtheilungen festzustellen", und auf diesem Standpunkte stehe ich auch heute noch. Welcher Art aber diese Unterabtheilungen sein werden, das wird sich erst durch langwierige und ausgedehnte Untersuchungen im Felde entscheiden und feststellen lassen, keineswegs aber auf rein paläontologischem oder gar auf theoretisch-speculativem Wege! Denn auch die Tertiärgeologie ist eine Erfahrungswissenschaft. Und deshalb steht auch für die Zukunft eine weitere „Einmengung" von Aufnahmsgeologen in alle diese Fragen in ganz sicherer Aussicht!

Geologische Uebersicht des Königreiches Serbien.

Von J. M. Žujović.

Mit einer geologischen Uebersichtskarte (Tafel Nr. I).

Ich hätte es nicht gewagt, die Ehre anzusprechen, meine geologische Uebersichtskarte von Serbien in dem Organe jener Forscher zu publiciren, die das Meiste zur Kenntniss der Balkanländer beigetragen haben, wenn ich nicht von allem Anfange an überzeugt gewesen wäre, dass durch diese Arbeit eine besonders in meinem Vaterlande tief empfundene Lücke ausgefüllt wird und wenn ich nicht auf die volle Nachsicht meiner Fachgenossen gerechnet hätte, denen die Schwierigkeiten solcher geologischer Aufnahmen wohl bekannt sind — Schwierigkeiten, die besonders gross sind in einem Lande, das wie unser Serbien, auch geographisch noch nicht gehörig durchforscht ist und in dem sich drei verschiedene Bergsysteme — die Alpen, die Karpathen und der Balkan — zu einem schwer zu entwirrenden Netz verflechten.

Diese Schwierigkeiten stimmen denn auch das Mass meiner Ansprüche sehr nieder; ich bin mir bewusst, nur das grobe Skelet der Formationen, die in meinem Vaterlande vertreten sind, geliefert zu haben, gleichsam eine Vorarbeit, an der noch lange fortgearbeitet und gebessert werden soll.

Der geologischen Uebersichtskarte liegen zu Grunde meine eigenen fünfjährigen Beobachtungen, welche ich in den Sommermonaten der letzten Jahre gemacht habe, selbstverständlich mit Benützung der Angaben jener Forscher, die vor mir durch Serbien gereist sind.

Auf meinen Excursionen habe ich nebst der Kartirung die grösste Aufmerksamkeit den Fossilien und den Eruptivgesteinen zugewendet. Da mir im Sammeln des geologischen Materiales der beste Kenner unseres Landes, der unermüdliche Altmeister der Naturgeschichte in Serbien, Hr. Dr. Pančić, eifrig vorangegangen ist, so besitzen wir jetzt im geologischen Cabinete der Hochschule zu Belgrad eine ziemlich reichliche Sammlung, welche die Geologie Serbiens, so weit diese bis jetzt erschlossen ist, repräsentirt.

Der Mangel an einer umfassenderen paläontologischen Literatur hat mich mit meinen Sammlungen in die k. k. geologische Reichsanstalt

nach Wien gebracht. Es wurde mir hier vom Hrn. Director und allen den Mitgliedern, mit denen ich das Glück hatte in Berührung zu treten, das freundlichste Entgegenkommen zu Theil, weswegen ich mich gedrängt fühle, meinen wärmsten Dank abzustatten.

Da im Jahrbuche der k. k. geologischen Reichsanstalt (1883, 1. Heft) die ganze, die Balkanbalbinsel betreffende geologische Literatur von F. Toula zusammengestellt wurde, erachte ich es für überflüssig, wieder darauf zurückzukommen und füge hier nur einige kleinere Notizen und Abhandlungen bei, die Herrn Toula entgangen sind:

1836. A. Boué. Résultats de ma première tournée en Turquie d'Europe. — Bulletin de la Soc. géol. de France. 1836, pag. 14–63.
1837. A. Boué Note géologique sur le Banat et en particulier sur les bords du Danube. — Bull. de la Soc. geol. 1838, T. 8.
1845. Barona Herdera rudarski put po Srbiji. Belgrad (serbisch).
1859. Dr. J. Pančić. Die Flora der Serpentingebirge in Mittel-Serbien. Verhandl. der zoolog.-bot. Gesellschaft Wien.
1860. A. Breithaupt. Erster Bericht über Timazit. Berg- und Hütt.-Zeitung. 1860, Nr. 12.
1861. A. Breithaupt. Timazit, eine neue Gesteinsart und Gamzigradit, ein neuer Amphibol. Berg- und Hütt.-Zeitung 1861, Nr. 6.
1863 Dr. J Pančić. Arena mobilis in Serbia. Belgrad (serbisch).
1867. Dr. J. Pančić. Mineralogia i Geologia. Belgrad (serbisch).
1869. Dr. J. Pančić. Kopaonik. Belgrad (serbisch).
1875. F. Hofman. Isveštaj o senjskom majdanu. Belgrad (serbisch).
1881. S. Lozanić. Analise srpskog fosilnog uglja. Belgrad (serbisch).

Meinen Aufnahmen liegt zu Grunde die Karte des k. k. militär-geogr. Institutes, welche für jetzt als die beste anerkannt wird, obgleich sie auch ziemlich hinter den thatsächlichen Verhältnissen zurückbleibt. Die hier publicirte Karte ist eine Reduction derselben; leider findet man in ihr nicht alle Orte, die im Texte erwähnt sind und die Orthographie ist nicht immer die richtigste.

Um die Formationen Serbiens besser classificiren zu können, habe ich hier und da vergleichende Beobachtungen mit den angrenzenden Gebieten am West-Balkan, im östlichen Bosnien und südlichen Banat unternommen. Wenn man meine geologische Karte mit jener der Nachbarländer vergleicht, wird man wohl manche Abweichungen an den Grenzen der angegebenen Formationen bemerken. Den zukünftigen Forschungen soll es anheimfallen zu constatiren, ob dies in der Natur der Sache selbst liegt oder in der Unzulänglichkeit der Forschungen.

Was den Text zu dieser geologischen Uebersichtskarte betrifft, so habe ich mich bemüht, denselben so gedrängt als möglich zu fassen. Um die Terrainbestimmungen zu legitimiren, habe ich fast alle Versteinerungsführenden Localitäten mit den dort gefundenen Fossilien aufgezählt. Viele Details der Lagerung der sedimentären und eruptiven Gebilde, sowie die aufgenommenen Profile habe ich hier ausgelassen; dieselben kommen hoffentlich später einmal zur Publication. Endlich erlaube ich mir noch die Bitte an den freundlichen Leser zu richten, er wolle die sprachliche Seite dieses von einem Nicht-Deutschen verfassten Aufsatzes nicht allzu streng beurtheilen.

Primärformationen.

A. Die Verbreitung dieser Formationen in Serbien ist sehr gross, besonders im Vergleich zu jener, die man in den Nachbarländern zu beobachten Gelegenheit hat. Diese Formationen fehlen fast in ganz Bosnien. In Süd-Ungarn sind nur einige Inseln von krystallinischen Schiefern vorhanden. Ebenso nehmen sie am West-Balkan nur einen kleinen Theil ein, den M. Kom und den M. Sveti-Nicola. In der Türkei dagegen findet man in Stara Srbija (Alt-Serbien), Macedonien und Thracien grosse Massen dieser Formationen. Diese Länder haben mit Serbien durch sehr lange Zeiten jenes „orientalische Festland" gebildet, welches zuerst von den Herren v. Mojsisovics und Suess erkannt und nachgewiesen wurde.

Die Partien unseres Landes, die von Primärformationen eingenommen sind, finden sich mehr oder weniger auf alle Theile des Königreiches vertheilt.

Im nord-östlichen Serbien umfasst dieses Terrain ein Dreieck zwischen Golubac, Tekia und Bela-Reka (Zaiecaer District). Diese Partie der krysallinischen Schiefer stösst an die Donau selbst nur mit kleinen Ausläufern bei Tekia, Donji Milanovac, Dobra, Brnjica und Golubac; zum grössten Theile sind sie auf dieser Strecke durch eine schmale Zone mesozoischer Gesteine von der Donau getrennt. Nicht weit entfernt von diesem Massiv liegt jener Gneis-Rücken, der sich von Ram, vis-à-vis Baziaš, nach Süden erstreckt.

Kleinere Ausbisse von archäischen Schiefern sollen nach der Angabe des Bergingenieurs Herrn F. Hofmann in dem obersten Laufe der Resava vorkommen.

Im südöstlichen Serbien bildet diese Formation die Central-Partie des Ćiprovac-Balkan, von M. Midjur über Sveti Nicola, Ivanova Livada, Rasovati Kamen, bis in's Quellengebiet der Vratarnica.

Süd-Serbien ist grösstentheils aus krystallinischen Schiefergesteinen zusammengesetzt. Dieselben verbreiten sich längs der südlichen Grenze der Pirot- und Vranja-Districte, von Deščani-Kladenec bis zum M. Kopaonik und von hier bis zum M. Javor. Auf dieser Strecke sind sie nur am M. Sveti Ilija, bei Vranja, am Prepolac-Pass und am Ibar von anderen jüngeren Gesteinen überdeckt. Die Hauptgebirge in den Districten von Vranja und Toplica sind von azoischen Schiefern gebildet. Aus denselben Gesteinen bestehen auch das Vlasina-Gebirge, die Kruševica, die Babička Gora, die Seličevica und Popova Glavica in dem Nišer District, sowie M. Kopaonik, M. Lepenac, M. Veliki- und Mali Jastrebac und dessen südliche und nördliche Vorberge.

Von diesem grossen Massiv ist durch die Ibar-Spalte — die mit Serpentinen, Euphotiden und trachytischen Gesteinen erfüllt ist — eine Partie von krystallinischen Schiefergesteinen getrennt, welche sich über M. Golija bis M. Javor, sowie nördlich über Studenica bis M. Jelica erstreckt.

Südöstlich von Niš, bei Kosmovac am Fusse der Suva Planina, findet man einen Ausbiss von archäischem Terrain, welches hier durch amphibolitisches Gestein vertreten ist.

In Central-Serbien findet man die Fortsetzung jenes grossen, südlichen krystallinischen Massivs, bis dasselbe bei Svilajinac, Batočina und Kragujevac seine nördliche Grenze erreicht.

Im Centrum der Šumadije selbst haben wir eine azoische Insel, welche die Berge Venčac, Bukulja und Vagan umfasst. Das nördlichste Vorland dieser Insel reicht bis Šopić im Belgrader Districte.

In West-Serbien hat man an einigen Orten nur wenig bedeutende Partien der Primärformationen angetroffen. Die grösste von allen diesen kann am M. Cer beobachtet werden.

Die zweite, beinahe ebenso grosse Partie ist am M. Boranja und M. Košutnja Stopa (im Districte von Podrinje); dieselbe rückt bis zur Drina bei Vrnčić oberhalb Voljavci vor.

Ferner kommen kleinere Ausbisse von krystallinischen Schiefern im Užica Districte vor:

1. Am Podivičje, zwischen Ogradjenica und Zborište;
2. bei Bioska;
3. bei Čajetina;
4. auf der Jelova Gora;
5. auf der Gojna Gora.

In der Umgebung von Užice sind krystallinische Phyllite entwickelt, die von den paläozoischen schwer zu trennen sind; darum habe ich sie auf der Karte mit den letzteren vereint.

Jedenfalls ist die Verbreitung der Primärformationen im Užica-Districte viel geringer als sie nach den Behauptungen des Barons Herder erscheint. Wie wir uns überzeugen können, hat Herder als Glimmerschiefer sehr oft wenig krystallinische Thonschiefer angegeben, welche gewiss jüngeren Alters sind.

B. Ueber der Primärformation finden wir paläozoische Schiefer bei Miloševa Kula (an der Porečka Reka) bei Sena (an der Pek); dann von Ranilug an der südlichen Grenze bis Ravna Dubrava im oberen Lauf der Kutina, in Poljanica, an der Kosanica, an der Studenica reka bei Milići, Pridvorica, Dajići u. s. w., an der Moravica, bei Čajetina und Bioska, an den Rippen des M. Boranja und M. Košutnja Stopa etc.

Der rothe Sandstein liegt auf den krystallinischen Schiefern bei Bela Reka (Zaječarer District), bei Balta Berilovci; bei Rsavci, in der Banja-Schlucht (Alexinacer District); im Kutina-Thal; bei Kremne (Užica-District) etc.

Die Jura-Formation trifft man als Hangendes der azoischen Schichten längs der Donau bei Golubac, Dobra, Boljetin, Donji Milanovac; bei Cznajka (an der Porečka reka).

Das Kreide-Terrain umringt beinahe vollständig jenes Massiv von krystallinischen Schiefern in den Kraina- und Požarevacer Districten, deren Gebirge als Fortsetzung der Karpathen in Serbien zu betrachten sind. Die unmittelbare Ueberlagerung ist leicht zu beobachten unter dem M. Stol und M. Starica; dann in Süd-Serbien bei Margance und Repište.

Die Tertiär-Formation liegt unmittelbar auf dem Urgebirge bei Ram und Golubac, bei Lapovo, Ćićevac, Ražanj; in der Umgebung von Alexinac, Niš, Vranja, Kruševac und Kraljevo; an der Lepenica und Belica, unter dem M. Cer etc.

Was das Streichen der Schichten von azoischen Schiefern betrifft, so hat schon Ami Boué bemerkt, dass die NS-Richtung die vorwaltende ist, und dass dieselbe selten mit der Richtung der Bergketten zusammentrifft. Die Ausnahmen sind selten; so zum Beispiel beobachtet man ein OW-Streichen am Crni Vrh, zwischen Kragujevac und Jagodina.

C. In Hinsicht auf die petrographischen Bestandtheile der Primär-Formation werde ich nur Haupttypen namhaft machen.

Der typische Gneiss mit granitoiden Quarzkörnern kommt sehr oft vor. Am M. Boranja, M. Prolom und M. Košutnja Stopa überwiegt in den Gneissen die körnige Structur und daher kann man sie leicht mit den Graniten verwechseln.

Der granulitische Gneiss unterscheidet sich durch das Ueberwiegen des Muscovits und dadurch, dass der Quarz granulitisch ist; der granitische Quarz und Biotit sind hier als accessorische Gemengtheile zu betrachten.

Aus einem solchen Schiefer sind die Berge Cer und Vagan gebildet. Man findet ihn in Gesellschaft des typischen Gneisses an vielen anderen Orten.

Der amphibolitische Gneiss ist ein granitoider Gneiss, in welchem statt Biotit Hornblende auftritt. Solche Gneisse sind am M. Suvo Rudište, bei Brzeće, Rudnica und Jošanica-Banja entwickelt.

Die Amphibolite bestehen hauptsächlich aus Plagioklas und Hornblende: andere Gemengtheile sind Magnetit, Sphen, Apatit, Ilmenit, Quarz und Biotit; secundäre Gebilde sind: Epidot, Talk und Chlorit. Sehr hübsche Amphibolite kommen bei Djulekare, Medvedja, Prokuplje, Samokov, Jošanica und Zovište vòr. Bei Maćedolci trifft man zwischen Gneiss und Glimmerschiefer Schichten, die nur aus Hornblende und mikroskopischen Sphen-Körnern bestehen.

Der Glimmerschiefer ist der verbreiteteste Bestandtheil der azoischen Formation. Er findet sich überall. Einige Vorkommnisse sind interessant wegen der grossen Krystalle von Granat, Staurolith und Disthen, welche sie enthalten.

Der Granatfels wurde am M. Kopaonik schon von Baron Herder entdeckt.

Der Talkschiefer ist wenig verbreitet. Man findet ihn bei Margance, an der Vlasina, bei Golubinje (an der Donau). Die Handstücke von letztem Fundorte enthalten ziemlich grosse, rothe Granatkrystalle.

Die Phyllit-Arten, namentlich Thonschiefer, Grünschiefer, Kieselschiefer, Sericitschiefer, Quarzphyllit etc. sind an den Berggehängen des Sveti Nicola, Seličevica, Babička Gora, Kruševica und am Vlasina-Gebirge sehr entwickelt. Auf meiner geologischen Karte des südöstlichen Serbien habe ich den Versuch gemacht, diese höheren Glieder des azoischen Terrains von den älteren zu scheiden; die Verbreitung, die sie dort einnehmen, ist vielleicht übertrieben. Auf der jetzigen Uebersichtskarte von Serbien ist diese Scheidung nicht vorgenommen.

Die wenig bedeutenden Schichten von Quarziten befinden sich in der Umgebung von Vranja (Lukovo, Velika Livada, Sv. Ilija), bei Kuršumlija: an der Pusta Reka; bei Jošanica, Sv. Roman, Djunic, Stalać und bei Vrnčić (an der Drina).

Marmor-Massen sind am M. Venčac, M. Crni Vrh, M. Radočelo (oberhalb Kloster Studenica), am Gobela (M. Kopaonik) und bei Prokuplje den krystallinischen Schiefern eingelagert.

Von nutzbaren Mineralien sind am bedeutendsten die Magnetit-Einlagerungen am M. Venčac, M. Suvo Rudište und im Vlasina-Gebiet. Graphitflötze wurden am M. Stolovi (oberhalb des Klosters Žiča) und am Šaška vorgefunden.

Paläozoische Formationen.

Die paläozoischen Formationen in Serbien sind durch solche Glieder vertreten, die schwer auszuscheiden sind; deshalb wurden dieselben auf meiner Karte mit einer und derselben Farbe bezeichnet. Auf ähnliche Schwierigkeiten sind, wie bekannt, auch die Wiener Geologen in Bosnien gestossen.

Wir haben in Serbien eine Serie von verschiedenen wenig krystallinischen Phylliten, stellenweise von Sand- und Kalksteinen, welche alle älter sind als der Werfener Schiefer, und welche das paläozoische Terrain repräsentiren. Welche Glieder dieses Systems aber speciell hier vertreten sind —, ist mir bis jetzt grösstentheils unbekannt.

Die Kohlenformation ist sicher nur an den Berggehängen zwischen Mlava und Pek constatirt. Wahrscheinlich haben wir auch sonst präcarbonisches Terrain. So zum Beispiel in der Umgebung von Užice findet man einen Schichtencomplex, der in petrographischer Hinsicht sich von archaischen Phylliten wenig unterscheidet, welcher aber mit den dort sehr entwickelten paläozoischen Schiefern innig verbunden ist, so dass wir ihn auf der Karte unter diesen begriffen haben. Dies ist möglicherweise derselbe Complex, welchen Herr von Mojsisovics in Bosnien als äquivalent den Gailthaler Schichten betrachtet.

Bei der Kartirung von Serbien habe ich einige Male solche Schiefer angetroffen, die einen paläozoischen Habitus besitzen, jedoch keine frappante Discordanz zeigen mit den azoischen Schiefern, mit welchen sie zusammen vorkommen. Solche, sehr unbestimmte Gebilde wollte ich nicht auf der Karte ausscheiden.

Die Aufzählung der Landstriche, welche von dem paläozoischen Terrain eingenommen sind, beginne ich mit der Partie zwischen Pek und Mlava, deren carbonisches Alter mittelst der dort gesammelten Fossilien sicher bestimmt ist. Dieses carbonische Terrain erstreckt sich von N nach S von Mišljenovac bis Melnica.

Bei Mišljenovac und Sena kann man die Lagerung der Steinkohlenformation auf den azoischen Schiefern beobachten. Auf der südöstlichen Seite dieses Terrains sind die rothen Sandsteine im Hangenden der Steinkohlenschichten entwickelt; sonst sind letztere von Kreidekalken und Tertiär überlagert.

Diese Schichten bestehen meistens aus Schieferthonen, Kohlenschiefer und Steinkohle; die Sandsteine sind ziemlich selten.

Bei Kladurova, wo ich diese Kohlenformation am meisten entblösst sah, besteht dieselbe aus den alternirenden Schichten von sandigem Thonschiefer, Kohlenschiefer und fünf Kohlenflötzen von ungleicher Mächtigkeit. Nodulen von Kohleneisenstein sind in den Schiefern sehr

verbreitet. Daselbst habe ich eine ziemlich bedeutende Menge von fossilen Pflanzen herausgegraben, welche Herr Director D. Stur die Güte hatte als aus folgenden Arten bestehend zu bestimmen:

Calamites varians Stern.
Sigillaria spec.
Lepidodendron cf. rimosum Sternb.
Pecopteris Grandini Brgn.
Pecopteris gigas Gutb. Gein.
Scoleopteris (Pecopteris) arborescens Schl.
Odontopteris minor Brg.
Dictyopteris Brongnarti Gutb.
Sphenophyllum Schlotheimi Germ.
Annularia sphenophylloides Zenk.
„ stellata Schl. spec.
Asterophyllites equisetiformis Schl. spec.
Diplothmema Pluckeneti Schl. spec.
Trigonocarpus spec.
Rhabdocarpus spec.

Solche Pflanzenarten haben Herr Pančić und Herr Hofmann nicht nur in Kladurova, sondern auch bei Mustapić gesammelt. Eine Suite aus Mustapić, die sich in der bergmännischen Abtheilung des Ministeriums für Handel und Oekonomie in Belgrad befindet, besteht aus:

Calamites cf. Cistii Bgt.
Pecopteris Pluckeneti Schloth.
Sphenopteris integra Andr.
Dictyopteris neuropteroides Gein.
Alethopteris cf. pteroides Bgt.

Weit von diesem Steinkohlen-Terrain, in der Richtung nach Osten, zwischen Neresnica und Majdanpek, zeichnete ich auf der Karte eine Partie von paläozoischen Gebilden ein, durch welche auf dem Berggehänge bei Markova Krčma ein rother Porphyr zur Eruption gelangt ist.

Im Thale der Porečka Reka ist eine kleine paläozoische Zone, von Crnajka bis Toponica eingezeichnet. Bei Miloševa Kula ist die discordante Lagerung der blauen, ziemlich weichen paläozoischen Schiefer über den krystallinischen leicht zu bemerken; letztere sind durch die ersteren von den mesozoischen Schichten getrennt.

Diese Partie des Paläozoischen verbreitet sich möglicherweise weiter südlich von Zrnajka längs der Grenze des azoischen Massivs.

Bei Bela Reka sieht man einen Thonschiefer zwischen Gneiss und rothem Sandstein, den man als paläozoisch annehmen kann. Allerdings steht dieser Ausbiss nicht mit jenem paläozoischem Terrain im Porečka-Thal in unausgesetzter Verbindung.

Im Quellengebiete der Resava soll nach den Versicherungen des Herrn F. Hofman paläozoisches Terrain vertreten sein. Dieses Vorkommen habe ich ganz schematisch eingezeichnet, als ob es die dortigen Ausbisse von archäischen Massen umgeben würde.

Südlich von diesem Punkte sind die paläozoischen Schiefer am Ost- und West-Gehänge von M. Rtanj angegeben, wo sie durch die

Jlijnska reka und durch die Lukavica entblösst sind. In der östlichen Partie habe ich die Diabas-Porphyrite in den Schichten von Thonschiefer zwischengelagert gefunden.

Noch südlicher davon trifft man an den Gehängen der Toplica die paläozoischen Phyllite, deren Schichten im Dorfe Miljkovac unter dem Kreidekalkriff von Latinski Grad versinken.

Den Angaben von Toula folgend, habe ich am Fusse der Suva Planina, neben dem schon erwähnten Ausbisse von krystallinischen Gesteinen, noch eine kleine Zone von paläozoischen eingezeichnet.

Nach demselben Forscher sollen die paläozoischen Schichten in der Gegend von Vlasina viel mehr entwickelt sein, als ich die Gelegenheit hatte es zu constatiren. Diese Zone verbreitet sich von Ranilug über Crvena Jabuka, Radosin und verschwindet nördlich von Ljuberažda. Sie besteht aus verschiedenen Varietäten von Thonschiefer und schieferigem Thonmergel; Conglomerate und Sandsteine sind seltener.

Diese paläozoischen Schichten liegen auf den azoischen Phylliten und sind von Kreide-Terrain überlagert. Nur bei Modrostenje trifft man in ihrem Hangenden die Jura-Formation.

Bei Crvena Jabuka und Rakov Dol sind diese paläozoischen Schiefer von den Diabasen durchbrochen.[1])

Nördlich von Vranja in Poljanica haben wir ein von krystallinischen Gesteinen eingefasstes Becken, in welchem paläozoische und secundäre Formationen vorkommen. Das Paläozoische liegt auf dem Glimmerschiefer. Man trifft es zuerst auf der Velika Livada oberhalb von Markovo Kale, und es hört jenseits des Golemo Selo am Veternica, wo man in seinem Hangenden den rothen Sandstein entwickelt findet, auf. Dieses Terrain besteht aus Schichten von grauen und schwarzen Thonschiefern, Quarziten und Sandsteinen, deren stratigraphische Verhältnisse zu den älteren sowohl als auch zu dem jüngeren Terrain nirgends genug deutlich bezeichnet sind.

Kopaonik. An den Gehängen dieses grossen Urmassivs sind die Partien von paläozoischen Gebilden zu finden, die auf der Karte alle zusammengestellt sind, und zwar so, dass man auf ihr zwei Regionen jüngerer Schiefer erblickt, eine nördliche und eine südliche.

In der südlichen Region verbreiten sich dieselben um Kuršumlija, längs der Kosanica und Banjska reka, am Prepolac, im Jankova Klisura und im oberen Lauf der Toplica. Bei Dedinci und Krčmare sind die rothen Sandsteine und Conglomerate im Hangenden des paläozoischen Terrains entwickelt. Dieses ist meistens aus Thonschiefer gebildet; am Prepolac kommen noch grauwackenähnliche Gesteine und dichte Kalksteine vor.

In der nördlichen Region verbreitet sich das paläozoische Terrain westlich bis Gobela (am M. Kopaonik) und nordöstlich längs der Rasina. Die grössten Schichtencomplexe von Thonschiefern sind bei Jankova, Klisura, Brzeće, Zaplanina, Graševac, Bela Stena, Belo Brdo, Trebotin, Vrbnica und Pepeljevac entblösst. Eine Art von Grauwacke ist unter M. Željin und oberhalb Koznik entwickelt; paläozoische Kalksteine findet man bei Bela Stena und Gobela, Brzeće und Srebrnica, welche Orte alle dem Kopaonik angehören.

---

[1]) Toula, Sitzungsberichte d. Akad. d. Wissenschaften, 1880.

Diese beiden Kopaonik-Regionen des paläozoischen Terrains vereinigen sich möglicherweise im Gebiete von Jankova Klisura.

In den südwestlichen und nordwestlichen Districten von Serbien sind die paläozoischen Bildungen ziemlich zerrissen.

Am südlichsten liegt jene Partie, welche die nördlichen Gehänge von den Grenzgebirgen Golija und Javor einnimmt. Diese Partie verbreitet sich längs der Moravica, taucht unter den Lisa-Berg und bildet die Randzone jenes grossen krystallinischen Massivs, das mit dem Jelica-Rücken im Čačak-District endigt Am Javor, am Opaljenik, an der Crvena Gora, bei Kušići, Ivanjica, Dajići und Pridvorica sind verschiedene Thonschiefer, am Lisa und an der Belica Dachschiefer zu treffen. Man findet die Quarzphyllite bei Rti und eine Art von Grauwacke am Jelica oberhalb Grab.

Westlich von Užice trifft man sehr begrenzte paläozoische Ausbisse bei Čajetina und Bioska. Bei Kremne sind diese dem rothen Sandsteine, mit welchem sie discordant liegen, ganz unterstellt. In diesen drei Orten sind auch, wie erwähnt, die azoischen Schiefer durch winzige Ausbisse vertreten.

Der nördliche Theil des Užicaer Districts wird meistens durch paläozoischen Schiefer eingenommen. Diese grosse Partie von Schiefern erstreckt sich längs der Drina von Besarovina an, geht in den Podrinje-District über und hört am M. Boranja auf. Sie besteht hier aus Dachschiefer, Tafelschiefer und Thonschiefer. Bei Ljubovia und Lonjin sind diese Schichten von Eruptivgesteinen und bei Voljavci von archaischem Schiefer unterbrochen.

Es bleibt nur noch jenes Stück von paläozoischem Terrain bei Likodra zu erwähnen, welches ich selbst nicht Gelegenheit hatte zu beobachten. Schon Herder hat dort ein „Uebergangs-Terrain", aus Thonschiefer und Kalkstein bestehend, angegeben. Viquesnel hat oberhalb Bela Crkva vorcretaceische Enkriniten-Kalke aufgefunden und liegt mir von dorten ein derber, dunkler Kalkstein vor, voll von ziemlich grossen Crinoiden-Stilen, die am besten zu einem *Poteriocrinus* passen.

Aus diesen Gründen ist in der Umgebung von Likodra das paläozoische Terrain auf der Karte eingetragen.

Rother Sandstein.

Eine Serie von rothen Sandsteinschichten, Conglomeraten und Schieferthonen, welche jünger als die besprochenen paläozoischen Bildungen und älter als die Triaskalke sind, ist sehr oft in einigen Theilen des Königreiches, mit Ausnahme von Central-Serbien, zu finden. Diese Formation nimmt selten grösseren Raum ein; meistens haben wir es mit kleineren Ausbissen und Entblössungen zu thun. Alle solchen Vorkommnisse habe ich auf der Karte, als zu derselben Formation gehörend, unter dem Namen „Rother Sandstein" eingezeichnet. So haben auch die Wiener Geologen in Bosnien und auf dem Balkan gethan. Dabei bin ich ebenso wie sie überzeugt, dass hier zwei verschiedene Glieder, Perm und unterste Trias, vertreten sind, kann sie aber, wegen Mangel an paläontologischen Charakteren und genauen stratigraphischen Daten nicht trennen.

Wenn wir vom nordöstlichen Serbien in der Richtung von Norden nach Süden ausgehen, so treffen wir zuerst zwischen Mlava und Pek eine Serie von rothen Sandsteinen, die als Randzone dem früher erwähnten Bassin der Kohlenformation dient. Bei Suhakola und Krst, oberhalb Kučajna, bei Kladurova, Melnica und Vitovnica sind die stratigraphischen Verhältnisse dieser Schichten am besten zu sehen.

Im Gebiete von Kladurova streichen die Schichten des rothen Sandsteins von Norden nach Süden und fallen gegen Osten unter circa 35°. Diese Formation ist durch Kalksteine der Kreideperiode überdeckt. In ihrem Liegenden kann man bei Krst die Quarzite, welche auf dem krystallinischen Schiefer zu liegen kommen, beobachten.

Die zweite Partie des rothen Sandsteins befindet sich bei Ždrelo, wo die Mlava aus der Gornjak-Schlucht herausströmt. Da taucht der rothe Sandstein unter den Kalkgebirgen Vukan und Iževica auf; er erstreckt sich bis zu den Dörfern Zlatovo und Vezičevo, in welchen Orten ihn schon Herder wahrgenommen hat. Möglich, dass diese Partie von rothem Sandstein mit der erstgenannten zwischen Vukan und Vitovnica verbunden ist.

Wenn man die Gornjak-Schlucht passirt, so trifft man beim Dorfe Krepoljin einen Schichtencomplex, zu den rothen Sandsteinen gehörend, welcher durch den dortigen Bach entblösst ist. Oberhalb dieser Formation sind secundäre Kalksteine entwickelt, welche öfters von Trachyten durchbrochen sind.

Eine grosse und durch mächtige Kohlenflötze wichtige Partie dieses Terrains erstreckt sich vom Kloster Manasija bis M. Čestobrodica und Krivi Vir. Sie umfasst mehr oder weniger das Gebiet von mehreren Dörfern, von welchen die wichtigsten: Stenjevac, Strmosten, Židilje, Bigrenica, Senje und Sisevac sind. Dieser grosse Stock von rothem Sandstein zeigt uns nirgends seine geologische Unterlage.

Bei Stenjevac ist diese kohlenführende Formation mit derben Kreidekalksteinen bedeckt. Im unmittelbaren Hangenden jedoch scheint ein Derivat von rothem Sandstein zu sein. Etwas Aehnliches findet man auch in Strmosten. In Židilje enthält der obere Theil des Systems fünf Kohlenschichten, deren gesammte Mächtigkeit über 60 Meter beträgt. Oberhalb Kloster Ravanica (Gebiet von Senje) ist durch mehrere Stollen ein Kohlenflötz eröffnet, welches über 30 Meter mächtig ist. Diese Kohle liegt auf einem polygenen, glimmerigen Conglomerat, unter dessen Gemengtheilen die wichtigsten Gerölle von einem rhyolithischen Porphyr sind. Das Conglomerat hat grosse Mächtigkeit, doch keinen beständigen, petrographischen Habitus. Stellenweise geht es in Sandstein oder sandigen Schieferthon über. Dieses Conglomerat liegt auf dem typischen rothen Sandstein. Bei Bigrenica sind keine Kohlenflötze bekannt und die Kreidekalke liegen unmittelbar auf dem rothen Sandstein. In Sisevac findet sich die Kohlenschichte im Complexe des rothem Sandsteins und eine andere im Hangenden dieser Formation.

Den Versicherungen des Herrn Hofman gemäss erscheinen die Kohlenflötze ebenso auf der westlichen Grenze dieser Partie von rothen Sandstein, bei den Dörfern Kovanica und Stubica.

Leider ist dieses ganze kohlenreiche Revier bis jetzt wenig untersucht worden, so dass man nicht sagen kann, ob alle dortigen Kohlenvorkommnisse der Formation rother Sandsteine angehören. Einige von

diesen dürften in der That dieser Formation angehören, andere aber scheinen mir von jüngerem Alter, d. h. cretaceisch zu sein.

Kreideschichten, welche einstens dieses ganze Terrain überdeckten, sind hier durch die Erhebung des rothen Sandsteines auseinander geschoben. Diese Erhebung hat den Kreideschichten, auf der östlichen Grenze des Gebietes ein Verflächen gegen Osten und auf der Westgrenze ein solches gegen Westen gegeben. Die Spalte streicht von Norden nach Süden, welche Richtung auch die Gänge von Eruptivgesteinen, die bei Strmosten, Jelovac, Resavica und Stubica constatirt wurden, beibehalten.

Im Thale von Porečka reka zwischen Topolnica und Kloko-čevac hat Herr Tietze rothe, sandige Schiefer gefunden, welche er, nach der Analogie einiger banatischer Vorkommnisse, als untere Trias betrachtet.

Südlich von diesem Punkte und nördlich von Zaičar bei Bela Reka fand ich längs des azoischen Terrains eine Zone von rothem Sandstein, die durch den senonischen Kalkstein überlagert ist.

Noch weiter gegen Süden ist der rothe Sandstein im Defilé der Moravica bei den Dörfern Bovan und Subotinci aufgeschlossen. Er liegt auf Glimmerschiefer und in seinem Hangenden trifft man bei letztgenanntem Orte in discordanter Ueberlagerung eine mächtige Serie von Schieferthon, Paraffinschiefer und Braunkohle, welche man ebenfalls bei Stalać und Alexinac findet und welche in tertiären Zeiten gebildet worden sein dürften.

Eine schmale Zone des rothen Sandsteins befindet sich im Osten von Alexinac, zwischen den azoischen Schiefern und Kreidekalken. Sie beginnt bei Rsavci, zieht sich weiter nach Süden und nach einer kleinen Unterbrechung unter den secundären Kalken taucht sie wieder bei Karaula Topola und Kurilovo empor.

Eine lange Erstreckung zeigen die rothen Sandsteine im Thale der Kutina, längs welcher sie fast ununterbrochen anstehen. Sie liegen hier auf den azoischen Phylliten und sind durch secundäre und tertiäre Bildungen überdeckt. In dieser Zone sind zwei verschiedene geologische Horizonte leicht zu unterscheiden; der untere besteht aus groben, polygenen Conglomeraten mit sehr grossen Phyllit-Brocken und der obere aus feinkörnigen, glimmerigen rothen Sandsteinen.

Eine ziemlich grosse Verbreitung besitzt diese Formation auf dem nordöstlichen Gehänge der Suva Planina, wo sie durch die Nišava, die Jelašnica, die Crvena Reka und die Topolnica entblösst ist. Im Hangenden der rothen Sandsteine trifft man in diesem Gebiete entweder Trias- oder Jura-, doch am meisten die Kreidebildungen. Bei Veta sind diese Sandsteine durch paläozoische Schiefer unterbrochen.

Die grösste Verbreitung aber besitzen die rothen Sandsteine auf der Stara Planina, wo sie alle höheren Gipfel einnehmen, wie das auf Toula's Karte des westlichen Balkans schon angegeben ist. Ich habe diese Formation noch weiter nördlich, als Toula eingezeichnet, weil der hohe Midjur ebenfalls aus rothem Sandstein und nicht aus granitoiden Gesteinen besteht.

Hierher gehören auch jene Schichten, welche durch die Visočnica entblösst sind. Triaskalke sind in diesem Gebiete über dem rothen Sandstein sehr verbreitet. — Bei Balta Berilovci hat man Gelegenheit zu

beobachten, wie rother Sandstein zwischen azoischen Phylliten und Kreideschichten zu liegen kommt.

Die südlichste Partie von rothen Sandsteinen liegt in Poljanica, oberhalb Vranja, beim Dorfe Strešak. Das interessante geologische Profil von Poljanica wurde in meinen „Beiträgen zur Geologie des südöstlichen Serbien" beschrieben. Der durch rothe Sandsteine hier eingenommene Raum ist sehr unbedeutend.

Ebensowenig ist diese Formation in der Umgebung von Kuršumlija vertreten. Ich habe sie nur oberhalb Dedince und bei Lozna an der Toplica constatirt. In beiden Orten besteht sie aus sehr groben Conglomeraten und gewöhnlichen rothen Sandsteinen.

Von hier aus muss man sich gegen den Užica-District wenden, um wieder auf die Ausbisse des rothen Sandsteins zu stossen. Den ersten trifft man dann bei Ivanjica. Der rothe Sandstein liegt hier auf den paläozoischen Phylliten und unter den Rudisten-Kalken. Es ist möglich, dass diese Partie im Zusammenhang steht mit jenen rothen, glimmerigen Sandsteinen, die bei Kušići und an der Tisovica vorkommen, und welche ich von der dortigen Trias nicht unterscheiden konnte.

Mächtige Schichten von rothen Sandsteinen und von Thonschiefern sind zwischen Užice und Mokra Gora bei Kremne entwickelt; diese liegen discordant über den dortigen paläozoischen Phylliten.

Am Drina-Ufer, zwischen Perutac und Besarovina discordant auf den azoischen Phylliten und concordant unter den Triaskalken liegen rothe Sandsteine, die keine breite Erstreckung besitzen

Der Drina abwärts finden wir dieselbe Formation vis-à-vis der Drinača-Mündung von Čitluk bis Budišić. Sie besteht hier aus rothen Conglomeraten, Sandsteinen und Thonschiefern. Bei Čitluk-Karaula sieht man in ihrem Liegenden paläozoische Thonschiefer. Ueberall ist der rothe Sandstein von Triaskalken und Dolomiten überlagert.

Noch weiter thalabwärts, in der Umgebung von Loznica, zeigen sich die Conglomerate und Sandsteine als den unteren Theil des M. Gučevo bildend. Die ersten bestehen meistens aus Quarzgeröllen; die Sandsteine sind eisenreich.

Eben solche Schichten sind östlich von Loznica bei Korenita entblösst und durch dichte halbkrystallinische Kalke überlagert.

Die letzte Partie von rothen Sandsteinen und Conglomeraten, die mir noch zu erwähnen bleibt, liegt im Reviere des Krupanj-Bergortes in Postenje und unter M. Jagodnja, wo ihre Schichten discordant mit paläozoischen Schiefern und concordant mit dolomitischen Kalksteinen gelagert sind.

Triasformation.

Toula war der Erste, der die Triasformation in Serbien auf Grund paläontologischer Funde sicher constatirt hat. Das war in süd-östlichem Theile des Königreichs, in den Districten von Pirot und von Niš.

Auf Toula's Uebersichtskarte des westlichen Balkan sehen wir einen grossen Raum im Visok-Bezirke mit Triasfarbe eingezeichnet. Das erste Vorkommen dieses Terrain ist zwischen Koprivštice und Lukanja angegeben, und zwar so, dass seine Schichten unter den

wohl charakterisirten Liaskalken und auf den rothen Sandsteinen liegen. Es besteht hier aus „schön, dünnplattig brechenden, wohlgeschichteten, ganz typischen Wellenkalke mit den bezeichnenden Wülsten und mit unzähligen Naticellen, Myophorien *(M. costata)*, Anoplophoren, kleinen Gervillien und dergleichen, auf den Schichtenflächen einzelner Bänke". [1])

Die Wellenkalke sind ebenfalls über die Turla, Vrtibog und mehrere andere Bergrücken bis unter Tri Čuke verbreitet.

Die zweite Gruppe der Triaskalke hat Toula auf der nördlichen Bergseite der Suva Planina bei Veta aufgefunden. Dieses Terrain liegt zwischen dem rothen Sandstein und Neocom-Kalksteinen und enthält *Anoplophora* und *Naticella cf. Gaillardoti.* Es ist getrennt in mehrere riffartige Massen, von welchen ich auf meiner Karte nur zwei einzeichnen konnte.

Viel mehr ist die Triasformation in West-Serbien verbreitet, wo sie aus Stara Srbija und Bosnien herüberzieht. Im Užica-Districte erstreckt sich diese Formation von Ivanjica und M. Javor gegen die Drina. Im Liegenden dieser Formation sieht man rothe Sandsteine bei Ivanjica, Kremne und Besarovina; im Hangenden sind entweder senone Kalkmassen, wie z. B. bei Ivanjica, Semegnjevo etc. oder Serpentin wie am Zlatibor, zu beobachten.

Die Trias besteht in dieser Region meistens aus dichten lichten Kalken, dolomitischen Kalkfelsen, Knollen- und Hornsteinkalken, Hie und da habe ich in den dichten Kalken Petrefactendurchschnitte gesehen. Am Panjak, oberhalb Mokra Gora, sind die Schichten erfüllt mit Bivalven und Gastropoden, die an rhätische Formen erinnern, aber unbestimmbar sind. Aehnliche Versteinerungen fand ich in halbkrystallinischem Kalksteine der M. Ogradjenica. In Zaovina trifft man Schichten, die fast lediglich von Gasteropoden und Bivalven gebildet sind und gleichfalls an rhätische Formen erinnern. Die Schichten sind hier von Gabbro- und Dolerit-Gängen durchbrochen und mit Serpentin überdeckt.

Ein wahres Karst-Terrain befindet sich in der Umgebung von Mučanj am Čemernica und Vitlišta, dann am Ponikve vor M. Šargan und Zborište.

Die zweite grosse Partie der Triasformation in West-Serbien befindet sich in den Districten von Valjevo und Podrinje. Sie beginnt am Fusse der M. Bukovi, nähert sich dem Valjevo selbst, erstreckt sich weiter über M. Medvednik, Podgorje und M. Jagodnja, nimmt die Höhen längs der Drina ein und hört am M. Gučevo bei Loznica auf. Die Karsterscheinungen sind hier überall zu sehen. Die Gesteine, aus welchen dieses Terrain hier zusammengesetzt ist, sind hauptsächlich: heller, dichter Kalk, Wellenkalk, Knollenkalk und Dolomit, aber Sandsteine und Thonschiefer nehmen auch daran Theil.

In Podrinje sieht man öfters im Liegenden der Triasformation rothe Sandsteine, und in der Umgebung von Krupanj paläozoische Schiefer.

Stellenweise sind in den Triaskalken Nester von Blei- und Eisenerzen gefunden worden.

[1]) Toula, Grundlinien d. Geologie d. westlichen Balkan, pag. 9.

In den dichten Kalksteinen sieht man hie und da die Durchschnitte von Versteinerungen. Bei Zlatarić und Stublje sind grüne, ziemlich dichte, leicht spaltbare Schiefer entwickelt, die

Myophoria costata
Gervillia spec.

enthalten. In Podgorje haben wir mächtige Schichten von sandigen, rothen und blauen Schiefer und Sandsteinen, welche mit den Steinkernen von Myaciten erfüllt sind. Nach den genannten Versteinerungen kann man diese Schichten als zur unteren Trias gehörend und den Werfener Schichten entsprechend betrachten. In den darüber liegenden Kalken dürfte man also das mittlere Glied der Trias sehen.

Für diese Region der Triasformation sind auch die Porphyrite charakteristisch, deren Tuffe zwischen den Kalksteinschichten vorkommen. Solche eruptive Gesteine sind bei Bačevci, Lelići, Stubje, Balinovići und am Jagodnja aufgeschlossen.

Aus diesen Zeilen sicht man, wie die Triasformation in Serbien unvollkommen entwickelt ist. Toula hat schon diese lückenhafte Entwicklung der Trias in den Balkanländern hervorgehoben. Obzwar in vollem Glauben dieser interessanten geologischen Erscheinung, muss ich doch, nebenbei, gestehen, dass auch meine Kenntniss dieser Formation in unseren Ländern sehr lückenhaft ist. Hoffentlich werden die zukünftigen Detailforschungen, wenigstens im West-Serbien, eine vollkommenere Entwicklung der Trias ergeben.

Juraformation.

„Es ergibt sich durch einen Blick auf die Karte, dass die sicher jurassischen Ablagerungen sporadisch auftreten, in der Form von isolirten Schollen, welche theils unmittelbar auf krystallinischen Massengesteinen oder auf halbkrystallinischen, paläozoischen Bildungen, theils auf Bildungen, die dem Muschelkalke oder der unteren Trias angehören, aufgelagert sind.“ [1]) So beginnt Toula die Beschreibung der Jura-Bildungen am westlichen Balkan. Mit denselben Worten kann ich auch die Aufzählung der Vorkommnisse der Juraformation in Serbien anfangen, doch mit der Bemerkung, dass hier die Auflagerung des Jura über Massengesteinen noch nicht beobachtet wurde.

Ein Blick auf unsere Karte zeigt, dass die Ausbisse der Juraformation fast ausschliesslich im östlichen Theile von Serbien vorkommen, denn sonst hat man bis jetzt nur einen Ausbiss am Podgorje gefunden. Dieser Ausbiss besteht aus dichten, halbkrystallinischen, röthlichen Kalksteinen mit Steinkernen eines *Lytoceras*, den man nicht weiter bestimmen kann.

Im Gebiete jenseits der Morava habe ich das Juraterrain zuerst bei Golubac an der Donau zu erwähnen. Es liegt dort unmittelbar auf azoischen Phylliten, welche an die Donau bei Dedinski potok stossen. Die secundäre Formation beginnt hier mit einem mergeligen Knollenkalk und Sandstein, in dessen Schichten ein Kohlenflötz zwischen-

[1]) Grundlinien d. Geologie des westlichen Balkans, pag. 45.

gelagert ist. Dann kommt eine mächtige riffartige Masse von weissen und hellgrauen, dolomitischen oder mergeligen Kalksteinen, in welchen ich einige Versteinerungen gefunden habe, die auf die Tithonstufe hinweisen. Diese Versteinerungen sind:

Perisphinctes eudichotomus Zitt.
Perisphinctes spec. mehrere Exemplare.
Simoceras spec.
Aptychus lamellosus Voltz.
Terebratula spec. [1])

Diese Kalksteinbänke liegen, unterhalb der Golubac-Ruine, auf dem sehr rothen, eisenhaltigen Kalkstein, welcher hier die Doggerstufe vertreten mag.

Ein von krystallinischen Schiefer gebildeter Bergrücken bei Brnjica trennt die genannte Partie der Juraformation von einer zweiten, die ebenfalls an der Donau liegt und am besten bei Dobra entwickelt ist. Diese besteht aus Conglomeraten, Sand- und Kalksteinen. Hier sind auch Kohlenflötze aufgeschlossen. Ueberhaupt scheinen die hiesigen geologischen Verhältnisse mit denen jenseits der Donau bei Berzaska und Drenkova correspondirend zu sein.

Das Juraterrain ist bei Dobra entzwei gerissen. Jene Partie, welche Donauabwärts liegt, ist von zwei Andesitgängen durchbrochen.

Die dritte Partie der Juraformation, die an die Donau stösst, hat schon Tietze bei Boljetin und Greben oberhalb Donji Milanovac constatirt. Unter Greben, am Donauufer, sind Lias, Sandsteine und Conglomerate entblösst; von diesen Gebilden sollen auch die Felsen des Djerdap gebildet sein. Auf der Höhe des Greben ist der Neocomkalk verbreitet. Zwischen diesen zwei Bildungen sollen, nach Tietze, die mittlere und die obere Stufe des Jura entwickelt sein. Mir gelang es auch thatsächlich, aus dem rothen, knolligen und mergeligen Kalkstein des Greben, eine Menge tithonischer Versteinerungen zu sammeln, welche noch nicht weiter bestimmt wurden.

Dogger und Tithon wurden von Tietze bei Boljetin angegeben und zwar der erste nach dem Funde eines

Perisphinctes banaticus Zitt.

und die zweite Stufe nach der Analogie mit dem Tithon auf der Banaterseite. Aus Boljetin habe ich Petrefacten gebracht, welche diese Gliederung der Jura bestätigen, aber nur theilweise bis jetzt bestimmt wurden.

Aus dem eisenschüssigen Oolithe habe ich

Perisphinctes procerus Seeb.
Sphaeroceras nov. spec.

welche dem Dogger gehören.

In rothen, knolligen Tithonkalksteinen wurden, nebst anderen, folgende Arten gefunden:

[1]) Meine Sammlung von jurassischen Versteinerungen aus Serbien wurde von Herrn V. Uhlig bestimmt und in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichs-Anstalt, 1884, Nr. 10, besprochen.

Phylloceras ptychoicum Quenst.
Perisphinctes cf. contiguus Cat.
„ *cf. geron Zitt.*
Belemnites cf. semisulcatus Bl.
Aptychus punctatus Volth.
„ *Beyrichi? Opp.*

Ueber dieser Stufe liegen helle Kalke und Mergel, die schon dem Neocom gehören.

Sehr hübsche Entblössungen dieser Schichten sind an der Lepena und an deren Mündung in die Donau zu beobachten. Hier bei einer römischen Inschrift sieht man, wie ein rhyolithisches Gestein durch die Sedimente durchgedrungen ist.

Die Tithon-Stufe ist ebenfalls nördlich von Boljetin bei Pesača entblösst.

In Donji Milanovac finden wir Schichten von Conglomerat, Sandstein, Mergel und Kalkstein, welche auf den azoischen Schiefern liegen und ein Fallen gegen Süden besitzen. Dass dieser Complex dem Lias angehört, beweist das Vorkommen von *Terebratula Grestenensis Suess.*

Uhlig hat auf einem Exemplar dieses Brachiopoden eine winzige

Cristellaria Bronni Roem.

erkannt.

Im Thale der Porečka reka kommt die Jura-Formation am rechten Thalgehänge zwischen Klokočevac und Crnajka vor. Sie besteht hier meistens aus Kalksteinen, unter welchen bei Crnajka Schichten von rothen, eisenschüssigen und sandigen Thonen liegen. In diesen letzten Schichten habe ich folgende, für den Dogger charakteristische Ammoniten gefunden:

Phylloceras mediterraneum Neum.
„ *disputabile Zitt.*
„ *subobtusum Kud.*
„ *flabellatum Neum.*
„ *spec.*
Oppelia fusca Quen.
„ *aspidoides? Opp.*
Perisphinctes procerus Seeb.
„ *aurigerus Opp.*
Sphaeroceras Ymir Opp.
„ *nov. spec.*

Oberhalb dieser Stufe kommen dichte oder mergelige Kalksteine mit Durchschnitten von Bivalven und Cephalopoden vor. In einigen hornigen Varietäten dieses Gesteines findet sich eine Menge von Radiolarien und Foraminiferen, welche dem Tithon angehören könnten.

Weiter südlich treffen wir die Jura-Formation beim Dorfe Rgotina, und zwar nur die Lias-Stufe. Diese beginnt mit mergeligem und sandigem Thon, Schieferthon und Mergel, zwischen welchem zwei dünne Kohlenschichten liegen; diese Serie dürfte dem unteren Lias entsprechen. Darauf liegen graue und röthliche Sandsteine mit folgenden Petrefacten:

Terebratula Grestenensis Suess.
„ spec.
Waldheimia cf. numismalis Lam.
„ spec.
Pholadomya ambigua Lam.
Homomya spec.
Gresslya opisthoxesta Tietze.
„ spec.
? Cardinia spec.
Pinna spec.

Darüber kommen sandige, mürbe Mergelschichten mit grossen Mengen von Petrefacten, welche zu folgenden Arten gehören.

Belemnites paxillosus Lam.
Gryphaea cymbium Lam.
Plicatula spinosa Sow.
Pecten acuticostatus Lam.
„ cf. aequivalvis Low.
„ spec. ind.
Spiriferina verrucosa v. Buch.

Diese beiden Bänke gehören, ihrer Fauna nach, zum mittleren Lias. Zu dem oberen Lias könnte man einen grauen Sandstein mit Pflanzeneindrücken rechnen.

Alle diese Lias-Schichten sind bei Rgotina von Hipuritenkalken überdeckt.

Ein ähnliches Terrain, nur mit bedeutenderen Kohlenflötzen, soll nach den Versicherungen des dortigen Kreis-Ingenieurs auch südlich von Rgotina, bei Nikoličevo, vorkommen, wo es in der Karte eingezeichnet ist.

Südöstlich von Zaičar, am M. Vrška-Čuka, ist ein durch Reichthum an guter Kohle bedeutender Ausbiss der Jura-Formation zu sehen, welcher aus Conglomeraten, rothen und grauen Sandsteinen und Schieferthonen zusammengesetzt ist. In diesen Schichten sind folgende Fossilien gefunden worden:

Belemnites cf. giganteus Schlot.
„ cf. canaliculatus Schlot.
Hamites rigulus.
„ banaticus.
Taeniopteris stenoneura.

Die Cephalopoden kommen in den Sandsteinen und die Pflanzen in dem darunter liegenden Kohlenschiefer vor; die ersten gehören dem Dogger und die letzten dem Lias an. Der obere und grössere Theil der Vrška-Čuka besteht aus den cretaceischen Kalkmassen.

Mala Čuka ist ganz aus jurassischen Schichten, die sich auch um die Avramica und Prlite verbreiten, gebildet. Aeltere Formationen habe ich in diesem Gebiete nicht gefunden.[1])

[1]) Herr Georg Zlatarski, der Begleiter des Herrn Toula, gibt in seinen Materialipo Geologijata i Mineralogijata, II, pag. 8, an, dass Vrška-Čuka aus permischen und triadischen Schichten besteht, was sich durch die erwähnten Fossilien nicht bestätigt hat.

In den Districten von Niš und Pirot hat Toula 5—6 Juravorkommnisse entdeckt, wovon ich auch einige wiedergefunden habe.

Das erste ist am M. Basara, östlich von Pirot, wo durch Kreideschichten jurassische Sandsteine, Mergel und Schieferthone brechen. Den folgenden Versteinerungen nach gehört dieser Jura-Ausbiss dem Lias und dem Dogger an.

Harpoceras bifrons Brug.
„ boreale Seeb.
Stephanoceras spec. ind.
Belemnites papillatus Ziet.
„ spec.
Pecten disciformis Schübl.
„ strionalis Quenst.
„ aequivalvis Lon.
„ cf. tumidus Ziet.

Bei Ržana, an der serbo-bulgarischen Grenze befindet sich ein kleiner Ausbiss der Jura-Formation, der von Slavinje herüberzieht.

Nordöstlich von Pirot bei Koprivštica trifft man rothe und graue Kalksteine mit Petrefacten, welche für den mittleren Lias charakteristisch sind. Toula hat dort folgende Arten gesammelt:

Belemnites spec.
Pecten priscus Schl.
„ textorius Schl.
Terebratula cf. numismalis Lam.
„ cf. ovulum Quens.
Rhynchonella cf. tetraedra Quens.
Acrosalenia sp.
Pentacrinus sp.

Im Gebiete zwischen Bela Palanka und Niš erstrecken sich die jurassischen Schichten in einer Zone von Sičevo, über Ploča bis Veta. Sie liegen auf dem rothen Sandsteine und sind meistens mit Neocomkalk überdeckt. Bei Sičevo sind es dunkle Schieferthone; bei Ostrovica und Ramnidol Sandsteine und sandige Kalksteine. Am Ploča bestehen sie aus Kalk- und Sandsteinen und Mergeln, in welchen Toula

Avicula inaequivalvis Sow.
Pecten cf. fibrosus Phil.

gesammelt hat.

In der Umgebung von Veta bestehen die jurassischen Schichten aus:

1. sandigem Mergel;
2. grauem Sandstein;
3. sandigem Kalkstein;
4. grobem Sandstein;
5. grauem Kalkstein.

In den Mergelschichten hat Toula

Rhynchonella cf. tetraedra Sow.
Avicula cf. inaequivalvis Sow.
Lima spec.
Mytilus Vetaensis Toula
Lyonsia? sp.
Cypricardia? spec.

gesammelt und die ganze Serie theils als Lias, theils als Dogger classificirt.

Am südwestlichen Fusse der Suva Planina im Thale der Kutina und noch weiter nach Südwesten erstreckt sich eine lange schmale Zone von jurassischen Schieferthonen, Sandsteinen und Mergeln, welche auf dem rothen Sandsteine oder paläozoischem Schiefer liegt und durch Neocom oder Tertiär überdeckt ist. Ich habe sie auf der Karte mit den Jura-Ablagerungen an der Ljuberažde, östlich von Svodje, verbunden.

Auf der geologischen „Karten-Skizze des Gebietes zwischen Niš-Pirot, Slivnica etc." hat Toula die Jura-Formation bei Berdui und Lescovica nicht weit von Svodje eingezeichnet. Ich habe diese Vorkommnisse auf meine Karte übertragen, obwohl ich diese Ortschaften nicht besucht habe.

Ebenso habe ich keine persönlichen Daten über jenen Jura-Ausbiss, welchen Toula bei Deščani Kladenac, oberhalb Crvena Jabuka angibt. Diese, wie auch die vorerwähnten Vorkommnisse fehlen auf unserer geologischen Uebersichtskarte des südöstlichen Serbien. Nach Toula bestehen sie aus Conglomeraten und Sandsteinen und enthalten keine charakteristischen Versteinerungen.

Kreide-Formation.

Die Kreide-Formation spielt eine bedeutende Rolle nicht nur nach dem Umfange des Raumes, den sie einnimmt, sondern auch nach der vollkommenen Entwicklung aller ihrer Glieder, was bei den anderen Formationen in Serbien nicht der Fall zu sein scheint.

A. Am meisten ist die Kreide-Formation in Ost-Serbien verbreitet, wo sie eine breite und lange Zone, von der Donau bis zur südlichen serbisch-bulgarischen Grenze einnimmt. Sie bildet die Kalkgebirge in den Districten von Požarevac, Negotin, Ćuprija, Žaičar, Alexinac, Knjaževac, Niš und Pirot. Dieses grosse cretacische Massiv ist hie und da von Ausbissen älterer Formationen unterbrochen und mit eruptiven oder tertiären Bildungen überdeckt. Dasselbe verbindet den Balkan mit den Karpathen. Nur in dem nördlichen Theile dieser Zone sieht man, dass das Kreide-Terrain in kleinere Partien getrennt ist, welche von den azoischen Schiefern begrenzt sind; solche Partien befinden sich längs der Donau bei Golubac, bei Boljetin, am Greben, bei Milanovac, im Kazan und in der Umgebung von Majdanpek.

Die Kreideformation jenseits der Morava liegt meistens direct auf den krystallinischen Schiefern; von diesen ist sie manchmal durch rothen Sandstein oder Jura getrennt. In den Becken von Morava und Timok sieht man öfters, dass die Kreideschichten durch die Neogenablagerungen überdeckt sind.

Diese Schichten sind hauptsächlich aus verschiedenen Kalksteinen, Mergel, Sandsteinen und Schieferthonen zusammengesetzt. — An sehr vielen Punkten wurden in ihnen Versteinerungen gesammelt, die das Dasein aller Kreidestufen in dieser Zone kennzeichnen.

Das Ende dieses grossen Kreideterrains findet in Süd-Serbien statt. Hier existiren noch 4—5 kleinere und schlecht charakterisirte Partien dieser Formation. Die erste befindet sich in der Morava-

Enge oberhalb Leskovac, bei den Dörfern Mrtvica, Repiste und Grahovo. Die Schichten, die dort auf dem Glimmer-Schiefer liegen, sind aus Conglomeraten, groben Sandsteinen, dichten Kalken, Braunkohle und Mergel zusammengesetzt. Nach den spärlichen Versteinerungen, die in ihnen gesammelt wurden, kann man sie am ehesten als Gosau betrachten.

Die zweite, noch kleinere Partie von oberer Kreide kommt zu uns aus dem türkischen Territorium bei Margance herüber. Sie besteht aus folgenden Schichten:

1. blauem Schieferthon;
2. grauem, mürben Sandstein;
3. grauem Schieferthon;
4. Braunkohle, 0·5 Meter;
5. Schieferthon;
6. mergligem Kalkstein;
7. Sandstein mit Gosau-Gasteropoden.

Nach Analogie mit diesem Vorkommnisse darf man wahrscheinlich als Kreide auch jene Schichten in Poljanica betrachten, welche über paläozoischem Thonschiefer und rothem Sandstein liegen.

In den Vorbergen von Kopaonik haben wir zwei Kreidepartien eingezeichnet. Die erste ist im Becken von Toplica auf der südlichen Bergseite von Lepenac und Jastrebac zwischen Kuršumlija und Prokuplje. Sie besteht aus Thonschiefer und schieferigem, glimmerigem, flyschartigem Sandsteine. Bei Kuršumlje sind diese Schichten mit Serpentin und in der Umgebung von Šuljemane, Bresničić und Končić von Microgranulit überdeckt.

Das Kreideterrain in Župa haben wir nach den Angaben von Viquesnel eingezeichnet. Dieser hat Kreideschichten bei Botunje, Vratary, Koznik, Brus, Radman und Bržece aufgefunden. Dieselben bestehen aus Sandsteinen und Thonschiefer, die mehrmals alterniren, und aus dichten schwarzen versteinerungsführenden Kalksteinen. Diese Schichten sind bei Brus und Koznik von Serpentin durchbrochen und bei Botunje, Osredac, Ribari und Brus von Tertiär überdeckt.

In Central-Serbien ist zuerst jener Rücken von Kreidemassen, welcher sich von Belgrad über Avala, Koviona und Kosmaj erstreckt, zu erwähnen. An seiner Zusammensetzung nehmen Conglomerate, Hornsteine, Kalksteine, Mergel, Sandsteine und Schieferthone theil. Dieses Kreideterrain ist überall von Neogenablagerungen umgeben und stellenweise von Microgranuliten, Kersantiten, Rhyolithen, Trachyten und Andesiten durchbrochen. Bei Kosmaj und M. Avala ist es von Serpentinmassen überdeckt. Auf einigen Punkten habe ich in ihm für die untere Kreide charakteristische Petrefacten gesammelt.

Eine kleine neogene Zone trennt dieses Terrain bei Misača von der zweiten in Central-Serbien sich weit erstreckenden Partie der Kreideformation. Diese umfängt das krystallinische Massiv von Bukulja und Venčac, dient als Unterlage dem Rudnik, verbreitet sich in den Districten Rudnik und Kragujevac und zieht sich längs der Gruža bis zur Morava. Die Sandsteine und Thonschiefer sind in ihr vorwiegend. Spärliche Versteinerungen sind in den Kreideschichten beim Dorfe Rudnik, Topola, Drača und Dragobrača constatirt. Aus dem ersten haben wir Korallen und Caprotinen; aus Topola Orbitolinen und

unbestimmbare Mollusken. In den zwei letzten Orten hat schon Viquesnel einige Fossilien, z. B.: *Caprina, Sphaerulites, Nerinea, Orbitolites conica bulgarica,* Korallen, Crinoiden aufgefunden.

In diesem Gebiete befinden sich grosse Serpentinmassen bei Stragari und Brdjani.

Aus eruptiven Gesteinen bestehen hauptsächlich die Bergrücken von Rudnik, Jesěvac und Koblenik.

Aus Central-Serbien verzweigt sich die Kreideformation gegen Westen und Süd-Westen. Der erste Hauptzweig erstreckt sich in den Districten Waljevo und Podrinje und der zweite in den Districten Čačak und Užice.

Der erste umfasst das Vorland von Suvobor, Maljen, Bukovi, Povlen, Medvednik, Cer und Vlašić. Dieses Terrain ist aus Kalksteinen, Mergel, Thonschiefer und Sandsteinen gebildet. Versteinerungen wurden von früheren Forschern in diesem Gebiete bei Kržava, Tolisavac und Crnjiljeva constatirt. Wir haben sie aus Stuganik, Vujinovača, Burmabrdo, Poćut, Suvodanj, Rebelj, Stave und Bobova, welche alle den Schichten der oberen Kreide gehören.

Der zweite Hauptzweig der Kreideformation zieht sich südlich über M. Kablar und M. Ovčar nach dem Dragačevo, dann nordwestlich gegen Užice. Von diesem trennt sich eine schmale Zone unter M. Jelica und M. Troglav, bis Maglič und Lopatnica am Ibar, wo Viquesnel unbestimmbare cretacische Fossilien gefunden hat.

Das Kalkriff bei Buar, nördlich von Užice, gehört auch der Kreideformation an.

Ein Hipuritenkalkriff befindet sich bei Semegnejvo am Zlatibor in der Mitte der Serpentinmassen.

Hierher gehört möglicherweise das Kalkriff Ogradjenica, oberhalb Mokra Gosa, das jenem von Dobrunje auf bosnischer Seite ganz ähnlich ist.

Schreibkreidemassen sind bei Rti, Kotraži, Ivanjica (M. Gliječ), Mačkate, Ljubane, Semegnejvo und Užice constatirt.

Es sollte nicht unerwähnt bleiben, dass wir in diesem Gebiete der Kreideformation keine eruptiven Massen getroffen haben.

B. Gliederung der Kreideformation. Ami Boué hat im Jahre 1865 [1]) die Kreideformation in der Türkei und in Serbien in folgende Glieder getheilt:

1. Neocom;
2. Kreide mit Orbitulinen;
3. Gosaukreide;
4. Rudistenzone;
5. Kreidemergel. Diese letzte Stufe wurde nur in Bulgarien gefunden.

Bei v. Hochstetter finden wir folgende Gliederung:

1. Untere Kreide;
   a) Neocome Schiefer, Mergel und Kalke mit *Crioceras Duvalii* etc.,
   b) Caprotinen und Rudistenkalk (Urgonien);

[1]) Bull. soc. geol. 1865, 16 Janv.

2. Mittlere Kreide, Orbitulinenschichten, Gault;
3. Obere Kreide.

Alle diese vier Glieder der Kreideformation hat v. Hochstetter auch auf seiner Karte der europäischen Türkei unterschieden.

Herr Toula ist noch weiter mit solchen Ausscheidungen verschiedener Etagen auf der Karte gegangen, worin wir ihm nicht folgen dürfen, obgleich wir seine Arbeiten über die Geologie des westlichen Balkan als die beste Grundlage für das Studium unserer Länder und besonders unserer Kreideformation betrachten.

Bei meiner bisherigen Kartirung von Serbien habe ich mich dieser Methode enthalten, weil flüchtige Excursionen, welche zur Aufnahme einer geologischen Uebersichtskarte genügten, dies nicht für grössere Landstrecken durchzuführen erlaubten.

Wie schon früher erwähnt, habe ich in Serbien alle Stufen der Kreideformation durch Petrefacte constatirt. Wir werden diese Petrefacte hier nacheinander namhaft machen:

I. Neocom.

Suvodol. Westlich von Pirot auf der südlichen Bergseite der Belava, bei Veliki und Mali Suvodol habe ich folgende Schichten aufgefunden:

1. Glimmerigen Sandstein und sandigen Schieferthon ohne Versteinerungen.
2. Thonige Mergel mit

Belemnites spec.
Lytoceras cf. subfimbriatum d'Orb.
Trochus Desori P. u. Camp.
Trochus nov. spec.
Scalaria cruciana P. u. C.
Fusus nov. spec.?
Ostrea aff. macroptera Sow.
Terebratula praelonga Sow.
Terebratula sella Sow.
Rhynchonella lata d'Orb.
Rhynchonella cf. depressa d'Orb.

3. Hellen Korallenkalk, welcher die Hauptmasse der Belava bildet.

Wenn man vom Berge gegen die Nišava hinabsteigt, schreitet man natürlich in umgekehrter Richtung über dieselbe Reihe der Schichten, aber in dem Mergel habe ich dort keinen fossilführenden Punkt bemerkt.

Sopot. Nördlich von Pirot liegen bei Sopot Mergelschichten über den Sandsteinen und enthalten unbestimmbare Arten von

Janira, Anisocardia und *Ostrea,*

dann eine Menge von

Orbitolina discoidea A. Gras.
Orbitolina conoidea A. Gras.

In diesen Neocomschichten befinden sich Gänge von Doleriten und Andesiten.

Temska. Südlich von Cereva Glava und vor dem Dorfe Temska sieht man thonige und sandige Mergel mit

Lytoceras cf. subfimbriatum d'Orb.
Phasianella cf. neocomiensis d'Orb.
Sphaera corrugata Sow.
Trigonia cf. Upwarensis Lyc.
Plicatula placunea Lam.
Avicula.
Unicardium.
Anisocardia.
Ostrea.
Orbitolina discoidea Alb. Gras.
Orbitolina conoidea Alb. Gras.

Gornja Kamenica. Die Orbitolinenschichten sind in der Umgebung dieses Dorfes, auf der alten serbisch-türkischen Grenze, sehr verbreitet. Man kann sie von Sveta Troica bis zum Kalkriff Korenatac ununterbrochen verfolgen. Diese Schichten sind am meisten thonig und mürbe, aber es finden sich auch compacte und kalkige Bänke. Sie liegen unter einem hellen, dichten riffbildenden Kalkstein, der zur oberen Kreide gehören dürfte.

Žljebine. Diese Oertlichkeit liegt nicht weit von Kamenica an der ehemaligen serbisch-türkischen Grenze. Folgende Fossilien hat man dort im thonigen Mergel gefunden:

Fusus spec.
Turbo spec.
Sphaera corrugata Sow.
Trigonia carinata Agass.
Ostrea macroptera Sow.
Ptychomya cf. neocomiensis Lor.
Rhynchonella spec.
Cyclolites spec.
Orbitolina discoidea Alb. Gras.

Podvis und Orešac. In den beiden Dörfern des Knjazevacer Districtes hat man Orbitolinenschichten, die besonders

Orbitolina conoidea Alb. Gras.

enthalten, nachgewiesen.

Knjaževac. Dieselben Schichten sind stark in der Umgebung dieser Stadt am Tresibaba bei Miletina Crkna etc. verbreitet. Sie liegen unter den Cenoman-Sandsteinen und enthalten hauptsächlich

Orbitolina discoidea A. Gr.

Guljan. (Ebenfalls im Districte Knjaževac.) Die neocome Stufe ist hier durch Schichten mit

Rhynchonella lata d'Orb. und *varietas*

repräsentirt.

Sićevo. Toula hat die neocomen Schichten in der Nišava-Enge bei Sićevo beschrieben. Seinen Anführungen kann ich nur das Vorhandensein der

Rhynchonella depressa d'Orb.

hinzufügen.

Strmosten. In diesem Orte des Ćupria-Districtes sind Orbitolinenschichten gefunden worden.

M. Greben. Zahlreiche, noch nicht bestimmte Petrefacten in den Mergel- und Kalksteinschichten.

Boljetin. Schieferthon, Mergel und Kalksteinschichten mit reicher Fauna, die ebenfalls bis nun nicht bestimmt werden konnten.

Topola. Der Berg Oplenac, bei Topola in Central-Serbien, ist aus einem compacten Kalkstein gebildet, welcher neben unbestimmbaren Mollusken auch

Orb. discoidea Alb. Gr.
Orb. conoidea Ab. Gr.

enthält.

Topčider. Südwestlich von Belgrad. In Topčider sind folgende Schichten entblösst:

1. Rothes Conglomerat mit einzelnen Durchschnitten von Caprotinen;
2. Conglomeratartiger röthlicher Kalkstein;
3. Thon- und Mergelschichten mit *Natica, Nerinea, Inoceramus;*
4. Caprotinenkalkstein;
5. Mergelige Bank mit

Orbit. discoidea A. Gras.
Orbit. conoidea A. Gras.
Terebratula cf. hippopus Roem.
Rhynchonella cf. lata d'Orb.

Darauf kommt eine Serie von Kalkstein-, Mergel- und Schieferschichten, welche am Ende des Thierparkes mit der Gault-Etage überdeckt sind.

Die Caprotinenkalke sind am rechten Thalufer in vielen Steinbrüchen aufgeschlossen, sie enthalten viele Nerineen und Korallen und liegen unter einem System von Conglomeraten, Mergel- und Schieferthonschichten mit Bivalven und Gasteropoden, welche nach Peters der Gosaukreide angehören.

Orbitolinenschichten sind auch nächst dem Spital für Sträflinge zu sehen.

II. Gault.

Wir haben diese Stufe auf sechs, im Belgrader District liegenden Punkten constatirt.

Topčider. Am Ende des Thiergartens befinden sich:

1. Weisse und graue sandige Mergelschichten mit spärlichen, deformirten neocomischen Ammoniten;
2. Rother Eisenkalkstein mit Gault-Petrefacten;
3. Compacter blauer Kalkstein, der in die Cenoman-Stufe übergeht.

In den Gaultschichten habe ich ziemlich zahlreiche Petrefacten gesammelt, von welchen leider viele in unbestimmbaren Steinkernen vorkommen. Diese Fauna besteht aus:

Belemnites minimus List.
Nautilus cf. Neckerianus Pictet.
Acanthoceras mammillatum Schlot.
„ *Milletianum d'Orb.*

Hoplites tardefurcatus Leym.
" *Deshayesi Leym.*
Lytoceras Timotheanum May.
" *leptonema Sharpe.*
" *nov. spec.*
" *Agassizianum Pict.*
" *nov. spec. aff. Agassizianum.*
" *cf. Duvalianum d'Orb.*
Haploceras latidorsatum Mich.
" *cf. Austeni Sharpe*
" *cf. Parandieri d'Orb.*
" *nov. spec.*
" *cf. Beudanti Brong.*
" *Mayorianum d'Orb.*
" *aff. Mayorianum.*
" *Sacya Stol.*
Phylloceras spec.
" *Velledae Mich.*
Turrilites spec.
Natica Gaultina d'Orb.
" *cf. Ericyna d'Orb.*
Trochus Guyotianus Pict. u. Roux.
Tylostoma nov. spec. aff. naticoides.
Strombus Dupinianus d'Orb.
Rostellaria Orbignyana P. u. R.
" *spec.*
Cerithium cf. Sabaudianum P. u. R.
Panopaea Rhodani P. u. R.
" *plicata d'Orb.*
" *Arduennensis d'Orb.*
Thetis.
Cucullea.
Cyprina.
Anisocardia.
Arca.
Mytilus.
Inoceramus concentricus Park.
" *Salomonis d'Orb.*
Plicatula radiola Lam.
" *gurgites P. u. R.*
Ostrea Milletiana d'Orb.
" *carinata d'Orb.*
Terebratula Dutempleana d'Orb.
Cidaris spec.
Pseudodiadema Rhodani Desor.
Discoidea conica Desh.
" *rotula Agass.*
Epiaster distinctus Ag.
" *cf. trigonelis d'Orb.*
" *cf. polygonus Agass.*

Kloster Rakovica. — Dieselbe Etage ist auch beim Kloster Rakovica vertreten, wo folgende Petrefacten mit dem Hammer schwer herausgeschlagen wurden:

Belemnites minimus List.
„ *spec.*
Phylloceras Velledae Mich.
„ *spec.*
Haploceras spec.
Cerithium spec.
Inoceramus concentricus Park.
Ostrea cf. Milletiana d'Orb.
Discoidea spec.

Žarkovo. — Im Gebiete dieses Dorfes ist der rothe Kalkstein aus der Gault-Stufe auf zwei Stellen entblösst: Am Riffe unweit Ćukarica und im Ciganski dol. Die dort gesammelten Versteinerungen sind:

Nautilus cf. Neckerianus Pict.
Belemnites minimus List.
Acanthoceras mammillatum Schlot.
Lytoceras Timotheanum Mayor.
„ *cf. Jallabertianum.*
Acanthoceras aff. Milletianum.
Lytoceras nov. spec.
Rostellaria Orbignyana Pic. Roux.
Inoceramus Salomonis d'Orb.
Ostrea spec.
Rhynchonella nov. spec.
Discoidea conica Des.

Parcane. — Am Ende des grossen Tunnels sind folgende Schichten zu beobachten:

1. Schwarzer Schieferthon;
2. Caprotinenkalk;
3. rother Eisenkalkstein mit vielen oben erwähnten gaultischen Versteinerungen *Discoidea, Ammonites, Belemnites, Natica.*

Ripanj. — Ein Ausbiss von Gaultschichten befindet sich auch am Tunnelkopfe im Gebiete von Ripanj.

III. Cenoman.

Knjaževac. — Die cenomane Stufe ist in der Umgebung von Knjaževac durch mächtige Schichten von thonigem, feinkörnigem grauem Sandsteine vertreten.

Diese Sandsteine enthalten:

Nautilus elegans Sow.
Haploceras subplanulatum Schlüt.
Acanthoceras Mantelli Sow.
Hoplites cf. falcatus Mantell.
„ *cf. Pailleteanus d'Orb.*
Lytoceras nov. spec.
Phylloceras spec.
Inoceramus cuneiformis d'Orb.
„ *spec. cf. Brongnarti Mant.*

Topčider. — Wahrscheinlich haben wir dieselbe Stufe in Topčider über den Gault-Kalksteinen. Sie wird angedeutet durch die dort gefundenen Fossilien:

Ostrea carinata Leym.
Epiaster distinctus Agass.

IV. Turon.

Majdanpek. — Hier hat schon Herr Tietze die Turonstufe nachgewiesen. Sie besteht aus bläulichem Mergel, welcher discordant unter dem senonen Kalkstein liegt und

Inoceramus mytiloides Mantell.
„ *cfr. Cuvieri Sow.*

enthält.

Struganik. — In dem lithographischen Kalkstein von Struganik habe ich

Scaphites cfr. Monasteriensis Schlüt.
Inoceramus regularis d'Orb.
„ *cfr. mytiloides Mant.*

gefunden, nach welchen Fossilien die genannten Schichten der oberen Kreide gehören.

V. Senon.

Mrtvica. Das lignitführende Terrain von Repište, Mrtvica und Graovo auf dem linken Ufer der Süd-Morava enthält sehr viele unbestimmbare *Nerinea, Omphalia, Venus* und dann:

Nautilus spec.
Ammonites spec.
Ammonites cfr. eugnamtus Redt.

Margance. — Im Hangenden der Lignitflötze sind hier sehr viele Exemplare von:

Nerinea cf. Pailleteana d'Orb.
„ *spec.*
Omphalia.
Turritella
Cerithium nov. spec.

gefunden worden.

Žljebine. — Aus dieser Oertlichkeit, wo sich eine hübsche Entblössung der unteren Kreide zeigt, hat man auch die Bruchstücke von einer *Caprina* gebracht.

Koželj. — Der kalkige weisse Mergel enthält eine Menge von:

Actaeonella gigantea d'Orb.
„ *subglobosa Münst.*
Natica cfr. subglobosa Zek.
„ *cfr. Matheroniana d'Orb.*
Lima decussata Münst.
Ostrea spec.
Sphaerulites cfr. angeoides Pict.
„ *spec.*
Radiolites crateriformis d'Orb.
„ *spec. aff. Jouanetti Des Moul.*

Crniljevica. — Aus diesem und anderen benachbarten Orten im Knjazevacer Districte hat man in das geologische Cabinet der Hochschule folgende Petrefacten gebracht:

Janira quadricostata d'Orb.
„ striatocostata d'Orb.
Terebratula carnea Sow.
Ostrea frons Park.

Boljevac. — In der Umgebung von Boljevac wurde ein grosses Exemplar von

Caprina Aquiloni d'Orb.

gefunden.

M. Čestobrodica. — In den mergeligen Kalken sind nebst der

Rhynchonella difformis d'Orb.

mehrere unbestimmbare Bruchstücke von Gasteropoden und Bivalven gesammelt worden.

Rgotina. — Im Hangenden der Juraschichten liegen die Kalksteine mit

Actaeonella spec. aff. subglobosa
Sphaerulites spec.
Cyclolites elliptica Lam.

Užice. — Hier sind zwei Hippuriten-Arten gefunden worden, welche nach gewissen Autoren für Turon charakteristisch sind:

Hippurites cornuvaccinum Bronn.
„ organisans Montf.

Ljubane und Kačer am Zlatibor. — In den Schichten von weisser Schreibkreide wurde ein hübscher

Hemipneustes striato-radiatus d'Orb.

gefunden, welches Fossil auch der Danien-Stufe angehören kann.

Mačkate und Semegnjevo. — Mergelige Kalksteinschichten mit
Sphaerulites spec.

M. Glieč bei Ivanjica. — Dichter heller Kalkstein mit vielen
Radiolites aff. Jouanetti d'Orb.

Wujinovača. — Kalkige Thonschichten mit
Hippurites organisans Montfr.

Poćute. — *Radiolites spec.*

Stave.
Bobova. } Blaue Kalke mit *Actaeonella spec.*
Rebelj.

M. Burma. Mergelschichten mit *Nerinea, Omphalia.*

Topčider. — Conglomerat, Mergel und Thonschichten mit Korallen, Bivalven, *Nerinea, Turritella, Cerithium, Actaeonella.*

Tertiärformation.

Eocän.

Die Eocän-Stufe der Tertiärformation nimmt auf meiner Karte viel geringeren Raum ein, als man es nach den Angaben von Ami Boué erwarten könnte. Zwar hat dieser Forscher eine grosse Flyschzone von Belgrad über Avala, Kosmaj und Rudnik bis Kragujevac

angegeben, in der ich jedoch mehrmals cretacische petrefactenreiche Schichten, welche von Neogen überdeckt sind, fand. Ebenso hat in West-Serbien die Flyschformation keine so grosse Verbreitung, wie in einigen neueren Publicationen vorausgesetzt wird. [1])

Der wahre Flysch ist in Serbien auf zwei schmale Zonen beschränkt.

Die erste Flyschzone zieht sich, im nordwestlichen Serbien, an der südlichen Bergseite des M. Cer über den Iverak und Vlašic-Berg bis in's Podgorje. Unterhalb des M. Cer liegt der Flysch unmittelbar auf krystallinischen Schiefern. Er besteht aus grauen oder röthlichen, glimmerigen Sandsteinen und blauem und grauem Schieferthon.

Die zweite Zone beginnt bei Ostružnica an der Save und zieht sich südlich gegen Sremčica. Sie ist ebenfalls aus Sandsteinen und Schieferthon gebildet; das erste Gestein ist sehr glimmerig, von rother Farbe und enthält nebst den Fucoiden auch jene Concretionen, welche im Wiener-Sandstein vorkommen. Diese Schichten liegen auf Kreidekalken und sind durch die sarmatische Stufe überdeckt.

Die Eocänformation hat G. Stache, auf Grund von durch F. Kanitz gesammelten Korallen, bei Pandiralo angegeben. Diese Fossilien erinnern an jene von Castel Gomberto und gehören den Gattungen Stylocoenia und Rhabdophyllia an. [2]) Das geologische Cabinet der Hochschule zu Belgrad besitzt eine hübsche Suite von Pandiralo-Korallen, welche noch nicht bestimmt werden konnten.

In demselben Cabinete befindet sich ein grosser *Fusus,* aus welchem ich mehrere Nummuliten, die dem *N. laevigatus* ähnlich sind, herausgeschlagen habe.

Diese zwei Facta beweisen, dass die Eocänformation in Ost-Serbien vertreten ist und interessante Resultate von den zukünftigen Untersuchungen verspricht.

Neogen.

Die Neogenstufe ist bei uns sehr verbreitet und in ihren einzelnen Gliedern gut entwickelt.

Sava-Becken. — Im Becken der Sava nimmt die Neogenformation einen grossen Raum in den Districten von Šabac, Valjevo und Belgrad ein. Das Hügelland in Pocerje und längs der Kolubara und Tamnava ist von Neogenschichten gebildet, welche entweder auf Flysch oder Kreidekalken liegen. Dieses Terrain erstreckt sich südlich bis Valjevo und Mionica und westlich bis Belgrad und Venčane.

Von diesem Terrain sind durch den Vidojevica-Berg die Neogenschichten im Jadar-Thale getrennt. Diese sind am besten in der Umgebung von Loznica, am Grabovac und Kličevac und bei Koviljača entwickelt.

Die dritte Partie des Neogens liegt an der Drina bei Brasina unterhalb des Gučevoberges.

---

[1]) Grundlinien der Geologie von Bosnien und Hercegowina. Jahrbuch der k. k. geol. Reichs-Anstalt 1880, Taf. I. — Geologische Uebersichtskarte der Balkan-Halbinsel. Petermann's Geogr. Mittheilungen 1882, Heft X.

[2]) Verhandlungen der k. k. geol. Reichs-Anstalt 1868, 1. Dec.

Das Neogenbecken bei Bela Crkva in Podrinje hat schon Viquesnel angegeben.

Donau-Becken. Hier beschränke ich das Donau-Becken nur auf jene Partie, welche in den Districten von Belgrad, Semendria, Požarevac und Kragujevac liegt. Der District von Semendria ist im Ganzen von neogenem Terrain gebildet. Die westliche Grenze dieses Terrains erstreckt sich längs des cretacischen Bergrückens von Belgrad nach Kragujevac. An der südlichen Seite des M. Kosmaj communicirt diese Partie mit derjenigen im Sava-Becken. Die westliche Grenze dieses grossen neogenen Terrains findet sich an der Donau selbst bei Golubac, so dass alle Hügel längs der Morava, Mlava und des unteren Pek von demselben gebildet sind.

Hierher gehören noch zwei andere kleine neogene Becken. Das erste befindet sich in der Umgebung von Žagubica und ist durch cretacische oder vulcanische Gebirge bei Beljanica, Omolje und Crni Vrh umgrenzt.

Das zweite Becken liegt bei Kučajna und Cerovica, über welches Th. Andrée berichtet hat.[1]) In diesem finden sich auch Lignitflötze.

Timok-Becken. Zu diesem Becken gehört das neogene Terrain aus den Districten von Negotina, Zajčar und Knjaževac. Sein Hauptheil erstreckt sich von Vratarnica bis Negotin, mit einem nördlichen Ausläufer bei Kladovo, wo tertiäre Schichten schon von Huot, d'Archiac und Stephanescu angegeben sind.[2]) In dieser Partie sind oft neogene Lignitablagerungen zu finden.

Ein geschlossenes neogenes Becken war im Thale der Slatina, nördlich von Zajčar.

Aehnliches fand sich auch bei Bela reka, wo ein compactes Lignitflötz vorkommt.

Das tertiäre Becken von Knjazevac ist die dritte isolirte Partie des Neogens im Gebiete des Timoks.

Zuletzt ist noch im oberen Laufe des Svrljig-Timok ein tertiäres Becken bei Derven zu erwähnen, von welchem schon Ami Boué gesprochen hat.

Morava-Becken. Das Hügelland längs der unteren Morava wurde schon oben als aus Neogenablagerungen bestehend angegeben. Hier bleiben nur noch diejenigen, welche sich im mittleren und oberen Laufe dieses Flusses befinden, aufzuzählen.

Das Becken der Morava, von dem Defilée bei Bagrdan bis zu jenem bei Stalac, war zur neogenen Zeit von einem See ausgefüllt, dessen Bildungen besonders auf dem rechten Ufer gut erhalten und öfters lignitführend sind. Am linken Ufer sieht man bei Jagodina die Communication dieses Beckens mit jenem der Belica und Lugomir, welche den grössten Theil des Levač einnahmen. Diese Bucht endet mit den Congerienschichten bei Donja Sabanta, wo dieselbe wahrscheinlich mit dem tertiären Becken von Kragujevac in Verbindung stand.

---

[1]) Die Umgebung von Majdan Kučajna in Serbien. Jahrbuch der k. k. geol. Reichs-Anstalt 1880, Nr 1.

[2]) Bulletin de la Soc. géolog. 1840, X, pag. 153. — Histoire du progrès de la géologie, Tome II. — Bulletin de la Soc. géol. de France 1878, pag. 119.

Das Thal der West-Morava zeigt mächtige neogene Ablagerungen bei Jasika, Kruševac, Kraljevo, Otroc, Tavnik, Čačak etc. Dieses Becken stand in Verbindung mit jenem der Gruža und durch dieses auch mit dem Becken von Kragujevac. Im Thale der Gurža sind Congerienschichten bei Lipnica und Vučkovica nachgewiesen.

Getrennt von diesem Morava-Becken nördlich von Trstenik wurden die tertiären Schichten mit Lignitflötzen beim Dorfe Poljna durch meinen Schüler S. Urošević aufgefunden.

Das ehemalige Seebecken bei Požega ist schon dem Baron Herder in's Auge gefallen, und obgleich es keine so weiten Ufer hatte, wie dieser Autor es meinte, zieht es sich doch ziemlich hoch in das Thal der Lužnica und des Skrapež.

Südlich von Trstenik fand Viquesnel die tertiäre Süsswasserformation bei Brus, Osredac und Botunje.

Wenn wir in's Becken der Süd-Morava kommen, so treffen wir die tertiären Ablagerungen zuerst bei Ražanj, wo Schichten mit *Mastodon arvernensis* aufgefunden wurden. Diese Ablagerungen ziehen sich auch gegen die Morava und gegen Jovanovac, ob sie aber im Zusammenhang stehen mit den nördlichen, sowie mit den südlichen Theilen des tertiären Terrains, konnte ich nicht eruiren.

Im Becken der Süd-Morava sind die Hügel an beiden Seiten des Flusses meistens aus tertiären Schichten gebildet. Solche mächtige Ablagerungen wurden bei Subotinci, Alexinac, Bujimir, Tešica, Supovac, Krupac, Velje Polje und Niš beobachtet. Unterhalb Niš findet man tertiäre Schichten in der Thalebene unter den Alluvial-Ablagerungen. Bei Bovan, Subotinci, Denska und Jelašnica enthalten die Süsswasserschichten auch Kohlenflötze, welche am mächtigsten im letztgenannten Orte vorkommen. Congerienschichten sind im Thale der Nišava entwickelt.

Im Thale der Kutina existirte zur tertiären Zeit ein See, welcher sicher viel breiter war als seine auf der Karte bei Draškovac eingezeichneten Ablagerungen; dieses Becken communicirte vielleicht mit dem Becken von Niš.

In der Mulde zwischen M. Seličevac und Babička Gora befinden sich Schichten, welche Toula als zur tertiären Formation gehörend betrachtet.

Bei Vranja sind die Seeablagerungen in der Umgebung von Zlatokop und am Dva Brata constatirt.

Ein isolirtes tertiäres Becken existirte im Thale der Lužnica westlich von Pirot.

Auch nördlich von Pirot bei Sopot ist Neogen eingezeichnet, weil dort Thonschichten mit Süsswassermollusken und Lignitflötzen über den Kreideablagerungen gefunden wurden.

Gliederung des Neogens.

Was die Gliederung des Neogens betrifft, so haben wir zu erwähnen, dass schon Ami Boué und Viquesnel öfters von den jüngsten Süsswasserformationen und den Congerienschichten gesprochen haben.

Hoernes hat eine Suite von mediterranen Mollusken aus Rakovica und Halavacs eine solche aus Golubac bestimmt.

Nach den von Herrn Pančić und mir in Serbien gesammelten Fossilien hat sich ergeben, dass hier alle Stufen des Neogens vorkommen, welche im Wiener Becken entwickelt sind.

Unsere Sammlungen wurden bestimmt theils von mir selbst, theils von Herrn Th. Fuchs, welcher die Güte hatte, meine Bestimmungen zu revidiren und alle Funde zu classificiren. Die Suiten, welche er nicht in den Händen hatte, sind diejenigen aus Tašmajdan, Ripanj, Kragujevac, aus der Umgebung von Negotin, Žarkovo, Dubočaj, Grocka, Begaljica, Kostolac.

I. Aquitanische Stufe.

Diese Stufe ist bis jetzt nur an zwei, in der Umgebung von Valjevo liegenden Orten, Beloševac und Bela Stena, aufgefunden worden und charakterisirt durch Fischreste, welche von Dr. Drág. Gorjanović bestimmt wurden.

Das Dorf Beloševac liegt auf einem sehr kalkigen Mergel, welcher besonders längs der Banjica entblösst ist. In Mergelschichten sind die Knochen von

Gobius (= Cottus) brevis Agass.

gefunden worden.

An der Bela Stena sieht man eine mächtige, oft alternirende Serie von Mergel, Schieferthon und Paraffinschiefer. In diesen Schichten habe ich eine grosse Menge von einem *Leuciscus* gesammelt.

II. Erste mediterrane Stufe.

Einige Fossilien, welche Herr Dr. Pančić gesammelt hat, sind uns die einzigen Winke, dass die erste mediterrane Stufe in Serbien existiren muss.

Hierher gehören:

Pectunculus Fichteli Desh.
Panopaea Menardi Desh.,

welche in einem feinkörnigen, grauen Sandstein im Knjaževac-District vorkommen.

Ferner wurde zwischen Gradište und Golubac ein mürber, weisser Sandstein mit den Steinkernen von *Cardita, Pecten, Turritella gradata Menk, Turritella spec.* aufgefunden.

III. Zweite mediterrane Stufe.

Umgebung von Belgrad. In der Residenz selbst haben wir mächtige Kalkstein- und Sand-Ablagerungen aus der zweiten Mediterran-Stufe gefunden. Aus den gelben Sanden an den Steilgehängen in der Festung hat man folgende Mollusken gesammelt:

Conus Tarbellianus Grat.
„ *ponderosus Brocch.*
„ *Daciae Hoern. Auing.*
„ *Puschi Micht.*
„ *Brezinai Hoern. Auing.*
Mitra scrobiculata Brocch.
Terebra acuminata Bors.

Buccinum restitutianum Font.
„ *Schönni Hoern. Auing.*
Eburna Brugadina Grat.
Cassis saburon Lam.
Chenopus pes-pelicani Phil.
Fusus virgineus Grat.
Pleurotoma asperulata Lam.
„ *granulato-cincta Münst.*
„ *spec.*
Cerithium crenatum Brocch.
„ *Bronni Partsch.*
„ *pictum Bast.*
„ *rubiginosum Eichw.*
Turritella Archimedis Brong.
„ *Riepeli Partsch.*
„ *bicarinata Eichw.*
„ *subangulata Brocch.*
„ *turris Bast.*
„ *marginalis Brocch.*
Vermetus intortus Lam.
Natica millepunctata Font.
„ *redempta Micht.*
„ *helicina Brocch.*
Venus Dujardini Hoern.
„ *multilamellata Lam.*
Lucina columbella Lam.
„ *borealis Linn.*
Cardita Jouanetti Bast.
Leda fragilis Chem.
Anomia costata Brocch.
Ostra digitalina Eichw.
„ *spec.*
Pectunculus pilosus Linn.
„ *obtusatus Partsch.*
Arca diluvii Lam.
Pinna Brocchii d'Orb.
Pecten caralitanus Menegh.
Schizaster spec.

Diesem Sande correspondirt ein über 60 Meter mächtiger blauer Tegel mit *Polystomella crispa*, welcher durch Bohrung eines Brunnen in den 70er Jahren im grossen Brauhaus constatirt wurde. An der Donau-Seite sollen diese Bildungen durch jene Schichten vertreten sein, welche bei Višnica:

Dentalium Badense Partsch.
Vermetus arenarius Linn.

enthalten.

Viel reicher an Fossilien sind die Sand- und Tegel-Ablagerungen oberhalb Rakovica-selo, woher Hoernes schon im Jahre 1854 in der ihm von Herrn Pančić zugesendeten Suite 21 Arten bestimmt hat.

Später hat Herr Pančić diese Suite auf 68 Arten gebracht und aus der beigelegten Liste ersieht man, wie reich die Fauna des Rakovica-Tegel ist:

Conus Tarbellianus Grat.
„ *ponderosus Brocch.*
„ *Mojsvári Hoern. Auing.*
„ *Fuchsi Hoern. Auing.*
„ *cfr. Bredai Michel.*
„ *Tschermaki Hoern. Auing.*
„ *avellana Lam.*
„ *vindobonensis Partsch.*
„ *fusco-cingulatus Bronn.*
„ *spec.*
Ancillaria glandiformis Lam.
Cypraea globosa Duj.
„ *pirum Gmel.*
„ *sanguinolenta Gmel.*
Voluta rarispina Lam.
Mitra scrobiculata Brocch.
„ *goniophora Bell.*
„ *ebenus Lam.*
„ *spec. ind.*
Terebra fuscata Brocch.
„ *acuminata Bors.*
„ *striata Bast.*
Buccinum Schoenni Hoern. Auing.
„ *Rosthorni Partsch.*
„ *vindobonense Meyer.*
„ *illovense Hoern. Auing.*
„ *restitutianum Font.*
„ *limatum Schoenn.*
Eburna Brugadina Grat.
Cassis saburon Lam.
Strombus Bonelli Brong.
„ *coronatus Desfr.*
Murex Sedgwicki Micht.
Fusus Valenciennesi Grat.
„ *Puschi And.*
„ *virgineus Grat.*
„ *intermedius Micht.*
Pleurotoma asperulata Lam.
„ *granulato-cincta Muenst.*
„ *pustulata Brocch.*
„ *obeliscus Dum.*
„ *Bouéi Bell.*
„ *Jouanetti Desm.*
„ *recticosta Bell.*
„ *Doderleini Hoern.*
„ *spec.*

Cerithium lignitarum Eichw.
„ *pupaeformis Bast.*
„ *nov. spec.*
„ *minutum Serr.*
„ *Bronni Partsch.*
„ *pictum Bast.*
„ *var.*
„ *Duboisi Hoern.*
„ *rubiginosum Eichw.*
„ *crenatum Brocch.*
„ *var.*
Turritella turris Bast.
„ *Archimedis Brong.*
Trochus patulus Brocch.
Siliquaria anguina Linn.
Natica redempta Micht.
„ *helicina Brocch.*
„ *millepunctata Lam.*
Nerita spec.
Bulla lignaria Linn.
Fissurella italica Desfr.
Dentalium mutabile Doder.
Teredo spec.
Venus clathrata Duj.
„ *marginata Hoern.*
„ *Basteroti Desh.*
„ *spec.*
Lucina incrassata Desh.
„ *columbella Lam.*
„ *reticulata Poli.*
„ *ornata Agass.*
„ *leonina Bast.*
Cardita Jouanetti Bast.
„ *Partschii Gold.*
Anomia costata Brocch.
Spondylus spec.
Ostrea digitalina Eichw.
„ *cochlear Poli.*
„ *spec.*
Psammobia Labordei Bast.
Pectunculus obtusatus Partsch.
„ *pilosus Linn.*
Arca diluvii Lam.
„ *turonica Duj.*
„ *clathrata Desfr.*
Pecten cfr. Besseri Andr.
Pinna spec.
Cytherea pedemontana Agass.
„ *spec.*
Lutraria oblonga Chem.

Corbula carinata Duj.
Diplodonta rotundata Mont.
Schizaster spec.

Aehnliche marine Ablagerungen sind im naheliegenden Kumodraž noch an zwei Orten entblösst; das Sammeln von Fossilien wurde jedoch hier noch nicht vorgenommen.

In der zweiten mediterranen Stufe ist auch der Leythakalk vertreten. Seine mächtigsten Riffe sind an der Sava-Mündung und am Tašmajdan zu sehen. In der Festung liegt er auf den oben erwähnten Sanden und am Tašmajdan unmittelbar auf dem Kreidekalksteine. Aus Tašmajdan hat man bis jetzt folgende Petrefacten gesammelt:

Venus Aglaurae Brong.
„ *multilamella Lam.*
„ *spec.*
Lucina.
Cardita Jouanetti Bast.
Fecten latissimus Brocch.
„ *aduncus Eichw.*
„ *Leythajanus Parts.*
Pecten Reussi Hoern.
Lima.
Pinna.
Hinnites Desfrancei Micht.
Spondylus crassicosta Lam.
Ostrea.
Cardium.
Lithodomus.
Pectunculus.
Tapes.
Pholadomya cf. rectidorsata Hoern.
Strombus Bonelli Brong.
Fissurella.
Cypraea.
Turritella subangulata Brocch.
Trochus.
Murex.
Cerithium rubruginosum.
Cidaris.
Psammechinus.
Echinolampas hemisphaericus Lam.
Bryozoen.
Korallen.
Orbitoides.
Lithothamnium.
Knochen von Säugethieren.

Diese Petrefacten befinden sich hier im Zustande schwer zu bestimmender Steinkerne und Abdrücke.

Der Leythakalk ist mit einigen seiner Fossilien noch am Kajaburma und unter der Mokri Lug nachgewiesen.

Die zweite mediterrane Stufe dürfte auch weiter südlich von Belgrad entwickelt sein, denn wir haben aus Barajevo ein Stück mit *Arca, Lucina* und *Turritella* und aus Kopljari eine *Ostrea crassissima.*

Noch südlicher von diesem Orte wurden bis jetzt in Serbien keine mediterranen Ablagerungen aufgefunden.

Die Umgebung von Loznica. In West-Serbien sind die mediterranen Bildungen bei Brasina, Koviljača, Loznica und Tršić constatirt.

Bei Brasina an der Drina habe ich in einem grünen Tegel eine Suite von Fossilien gesammelt, die leider beim Transporte fast gänzlich vernichtet wurden. In ihren Ueberresten wurden nur noch:

Turritella Archimedis
Venus multilamella
Arca diluvii
Lucina
Pecten
Cyrena
Ostrea

erkannt.

Bei Loznica am Kličevac-Berg sieht man die Schichten von Leythakalk mit den Steinkernen von:

Ancillaria glandiformis Lam.
Conus
Turritella turris Bast.
Pecten Besseri Andrz.
Psammobia Labordei Bast.
Lucina incrassata Dub.
Donax
Pectunculus
Lithodomus
Tapes ?
Tellina.

Ein ähnlicher Kalkstein am Berge Grabovac enthält grosse Schalen von

Ostrea lamellosa Brocch.

Der Leythakalk erstreckt sich von da gegen Tršić und Nedeljica und enthält hier Bruchstücke von *Ostrea* und *Cardita.* In Nedeljica scheinen über ihm jüngere tertiäre Ablagerungen zu existiren.

Golubac. Die mediterrane Stufe bei Golubac an der Donau wurde von Halavats in Földtany Közlöny 1880, pag. 293—295, beschrieben. Ich werde hier nur jene Versteinerungen aus Golubac aufzählen, welche im Verzeichnisse von Herrn Halavats fehlen.

Cerithium rubiginosum Eich.
Calyptrea chinensis Linn. ?
Pleurotoma asperulata Lam.
Turritella Partschi Rolle.
„ *Hoernesi Rolle.*
Buccinum Schoenni Hoern. Auing.
Trochus patulus Brocch.

Natica helicina Brocch.
Cytherea pedemontana Agass.
Arca turonica Duj.
Venus Dujardini Desh.
„ *Basteroti Desh.*
Psammobia Labordei Bast.
Ostrea digitalina Eichw.
„ *lamellosa Brocch.*
„ *crassissima Lam.*

Die Umgebung von Negotin. — Die geologische Universitäts-Sammlung in Pest enthält eine Suite von mediterranen Versteinerungen mit der Angabe, dass sie aus Negotin stammen. Diese wahrscheinlich durch Herrn Szabó gesammelten Fossilien gehören folgenden Arten an:

Cerithium Bronni.
„ *moravicum.*
„ *nodosoplicatum.*
„ *pictum.*
„ *lignitarum.*
Pleurotoma asperulata.
Buccinum coloratum.
„ *Dujardini.*
Nerita picta.
Lucina ornata.
„ *Dujardini.*
Cytherea spec.

Ich war nicht so glücklich, diese Stelle bei Negotin wieder zu finden.

IV. Sarmatische Stufe.

Die Umgebung von Belgrad. Ueber den mediterranen Ablagerungen liegen in der Umgebung von Belgrad Schichten mit seltenen sarmatischen Versteinerungen. So zum Beispiel an der Kajaburma enthalten sandige Mergel nebst unbestimmbaren *Cardium*-Arten auch die charakteristische:

Ervilia podolica Eichw.

In der Festung kommen Sande mit

Trochus podolicus Partsch.

vor.

Im Thale des Mokri Lug unter der Irrenanstalt und auch höher findet man die Cerithienkalke mit:

Cardium protractum
„ *plicatum Eichw.*
Cerithium rubiginosum
„ *spec.*
Buccinum.

Solche Kalksteine befinden sich auch im Thale der Topčiderska reka in Topčider und bei Kneževac. Sie verbreiten sich von hier über Žarkovo, Bela Voda, Željeznik, Sremčica, Ostružnica und Pećani.

Bei Bela Voda sieht man einen gelben mergeligen Kalkstein mit:

Mactra podolica Eichw.
Modiola volhynica Eichw.
Cyclas?
Cardium plicatum Eichw.
" *spec.*
Cerithium pictum Bast.

Ritopek. Unter diesem Dorfe am Donau-Ufer wurden in den gelben Sandschichten folgende sarmatische Mollusken gefunden:

Cerithium pictum Bast.
" *rubiginosum Eichw.*
" *nodosoplicatum Hoern.*
Buccinum duplicatum Sow.
Mactra podolica Eichw.
Cardium plicatum Eichw.
" *cf. obsoletum*
Bulla Lajonkaireana Bast.

Ripanj. In einem von secundären Kalken umgebenen kleinen Becken befinden sich neogene Ablagerungen, von welchen zu unterst liegen sandige Thone mit:

Mactra podolica Eichw.
Tapes gregaria Partsch.
Cardium plicatum Eichw.
Buccinum duplicatum Sow.
" *cf. polygonum Brocch.*
Cerithium pictum Bast.
" *disjunctum Sow.*
" *nodosoplicatum Hoern.*
" *rubiginosum Eichw.*
Pleurocera Radmanesti Fuchs
? Pleurotoma spec.
Trochus cf. Prusi Fisch.

Barajevo. Südwestlich von Ripanj findet man bei Barajevo weisse, compacte, mergelige Kalksteine mit Schalen-Eindrücken von:

Tapes gregaria Partsch.
Modiola marginata Eichw.
Cardium plicatum Eichw.
" *obsoletum Eichw.*

Von Barajevo erstrecken sich sarmatische Schichten gegen Stojnik, wo sie ebenfalls constatirt wurden.

Ropočevo. Die Cerithienschichten sind im Thale der Ralja und im Gebiete von Ropočevo durch Kalksteine und Tegel vertreten, die stellenweise versteinerungsreich sind. Am Ausgange des dritten Tunnels wurden folgende Arten gesammelt:

Mactra podolica Eichw.
Cardium plicatum Eichw.
" *spec.*
Buccinum duplicatum Sow.

Cerithium pictum Eichw.
„ *disjunctum Sow.*
Natica helicina Brocch.
Trochus spec.

Mlava-Becken. — Die Hügel auf beiden Seiten der Mlava scheinen hauptsächlich aus sarmatischen Ablagerungen zusammengesetzt zu sein.

Bei Kostolac trifft man einen oolithischen Kalkstein mit incrustirten Cerithien, welche den Arten:

C. pictum und *C. rubiginosum*

angehören.

Bei Makce ist ein gelber, mergeliger, ziemlich compacter Sandstein gefunden worden mit Abdrücken von:

Mactra podolica Eichw.
Tapes gregaria Part.
Cardium plicatum Eichw.
Cerithium disjunctum Sow.

In Kamenova kommen sehr mächtige Bänke von compacten Kalksteinen vor, welche viele Abdrücke und Bruchstücke von Cerithien und Cardien enthalten.

Bei Petrovac besteht die sarmatische Stufe aus alternirenden Schichten von Tegel, Sand und Kalkstein. Hier habe ich folgende Arten gesammelt:

Buccinum duplicatum Sow.
Cerithium pictum Bast.
„ *rubiginosum Eichw.*
Natica helicina Brocch.

Das Dorf Laole liegt auf einem gelben, mergeligen Sandstein, welcher viele Abdrücke und Steinkerne von:

Tapes gregaria Partsch.
Cardium obsoletum Eichw.
Solen subfragilis? Eichw.
Cerithium spec.

enthält.

Bei Šetonje wurde ein grober, gelber, kalkiger Sandstein aufgeschlossen, in welchem

Mactra podolica Eichw.
Cerithium pictum Bast.
Cardium plicatum Eichw.

vorkommen.

Timok-Becken. — Auch in diesem Becken scheinen die sarmatischen Ablagerungen die Hauptrolle zu spielen, was auch aus Toula's Beobachtungen am rechten Ufer des Timok hervorgeht.[1])

Diese Ablagerungen beginnen schon in jenem jetzt geschlossenen Becken von Knjačevac, wo die zerbrechliche *Tapes gregaria* und ausgeschwemmte *Helix spec.* zu finden sind.

---

[1]) Abhandlungen d. k. Akademie der Wissenschaften. Sitzung vom 1. März 1877.

Der mit Reben bepflanzte Hügel Visóka, südöstlich von Negotin, besteht aus Schichten von Thon, Mergel, Sand und Gerölle. Hier wurden

Mactra podolica Eichw.
" *ponderosa Eichw.*

gefunden, welche besonders in dem Niveau der Gerölle reich vorkommen. Die Thonschichten enthalten Pflanzenfossilien und Gypskrystalle.

Die Sand- und Gerölleschichten bei Bukov-Monastir enthalten:

Melania Escheri Brong.
Cerithium spec.
Turbo.
Mactra podolica Eichw.

Im Dorfe Čubra enthalten solche Ablagerungen sehr hübsche Exemplare von:

Mactra ponderosa Eichw.
Cardium Fittoni.
" *Loveni Nord.*
Venus vitaliana Orb.
Cerithium spec.
? *Hydrobia.*

Die Savina Stena besteht aus einem groben, ziemlich compacten Oolith mit:

Mactra ponderosa Eichw.
Cardium spec.
Turbo Hoernesi Barbot.
Cerithium.

In feinem gelben Sande bei Funia wurde nur *Buccinum duplicatum* erbeutet.

Bei Bratujevac befinden sich lose oder theilweise cementirte Sande, welche hübsche Exemplare von:

Mactra ponderosa Eichw.
Tapes gregaria Parts.
Cardium obsoletum Eichw.
Turbo Hoernesi Barb.
Cerithium disjunctum Sow.
" *spec.*

In Malajnica sind die sarmatischen Ablagerungen durch Sand und Sandsteinschichten mit

Mactra podolica

vertreten.

Endlich habe ich noch sarmatische Ablagerungen beim Dorfe Vidrovac zu erwähnen.

An den Gehängen des Gradina genannten Baches befinden sich Cerithienschichten mit:

Mactra cf. cementorum Andr.
Cerithium pictum.

In dem Jagnilski-potok, der durch dasselbe Dorf fliesst, sieht man eine alternirende Serie von gelbem Sande und Tegel, mit einem Lignitflötze von 2 Decimeter Mächtigkeit. In diesen Schichten habe ich folgende Fossilien gesammelt:

Rissoa inflata Eichw.
„ *angulata Andrz.*
Cerithium pictum Bast.
„ *Duboisi Hoern.*
„ *lignitarum.*
Bulla Lajonkaireana Bast.
Trochus Auingeri Fuchs.
„ *spec.*
Hydrobia spec.
Cardium obsoletum Eichw.
„ *nov. spec. aff. plicatum.*
Ervilia podolica Eichw.
Heliastraea conoidea.

V. Congerien-Stufe.

Umgebung von Belgrad. — In der Stadt selbst ist man öfters bei den Brunnenausgrabungen auf einen blauen, sandigen Thon mit Congerien und kleinen Gasteropoden gestossen. Diese Schichten verbreiten sich gegen Westen in das Thal von Mokri Lug.

Bei Bela Voda kommen Sand- und Mergelschichten mit Melanopsiden vor.

In Višnjica enthält ein blauer Thon verdrückte Exemplare von

Congeria Czjžeki Hoern.

Weiter sind die Congerienschichten bei Zuce constatirt.

In Ripanj trifft man über den oben erwähnten sarmatischen Ablagerungen Sand und Gerölle, dann Kalksteinschichten, welche der Congerienstufe gehören. Die dort gesammelten Fossilien gehören zu:

Melanopsis Martiniana Fer.
„ *Vindobonensis Fuchs.*
„ *impressa Krauss.*
Congeria Partschi Czjž.
„ *spec. ind.*

Umgebung von Grocka. — Oberhalb der Grocka am Donauufer ist die Congerienstufe durch folgende Horizonte vertreten:

a) Thon und thonige Mergel mit:

Congeria subglobosa Partsch.
„ *triangularis Partsch.*
„ *simplex Barb.*
„ *arcuata Fuchs.*
Cardium apertum Münst.
„ *proximum Fuchs.*
„ *nov. spec. aff. Žujovici Fuchs.*
„ *spec.*

b) Rother eisenschüssiger Sand, stellenweise cementirt mit einigen Kalksteinbänken; in diesem Horizonte wurden folgende Mollusken gefunden:

Cardium Schmidti Hoern.
„ *Petersi Hoern.*
„ *cf. Petersi Hoern.*
„ *cf. Penslii Fuchs.*
„ *squamulosum Des.*
„ *nov. spec.*
„ *spec.*
Congeria simplex Barb.

c) Weisser und gelblicher Sand ohne Fossilien durch Löss überdeckt.

Im Dubočaj-Thale wurden aus Thon und Sandschichten folgende Versteinerungen gesammelt:

Congeria triangularis Partsch.
„ *simplex Barb.*
Cardium apertum Münst.
„ *proximum Fuchs.*
„ *Penslii Fuchs.*
„ *secans Fuchs.*
„ *spec.*
Planorbis spec.
Melanopsis decollata Stol.

Im Gebiete des Dorfes Begaljica finden sich mächtige Sand- und Thonablagerungen mit zahlreichen Petrefacten:

Melanopsis Martiniana Fer.
„ *Vindobonensis Fuchs.*
„ *impressa Krauss.*
„ *decollata Stol.*
„ *acicularis Fer.*
„ *cylindrica Stol.*
„ *pygmaea Partsch.*
„ *cf. Sinjana Brus.*
„ *cf. pterochyla Brus.*
„ *nov. spec. aff. Bouéi*
Neritina spec.
Congeria subglobosa Partsch.
„ *Partschi Czjž.*
„ *croatica Brus.*
„ *ungula-caprae Münst.*
„ *Zsigmondyi Halav.*
„ *cf. arcuata Fuchs.*
Unio spec.
Cardium apertum Münst.
„ *Penslii Fuchs.*
„ *spec.*

Die Congerienstufe wurde weiter bei Kamendol und am Ralja constatirt. In Kamendol hat man die Zähne von

Mastodon Borsoni Hays.

gefunden.

Umgebung von Semendria. — Congerienschichten sind an mehreren Punkten in der Umgebung von Semendria entblösst. Die fossil-

reichsten Ablagerungen sind bei Orešac, dessen Fauna durch Herrn Th. Fuchs mit jener aus Radmanest identificirt wurde, und zwar enthält sie folgende Arten:

Congeria triangularis Partsch.
" *simplex Barb.*
Cardium apertum Münst.
" *nov. spec. (vulgatum Fuchs).*
" *decorum Fuchs.*
" *banaticum Fuchs.*
" *nov. spec. (Žujovici Fuchs).*
" *Penslii Fuchs.*
Melanopsis decollata Stol.
" *cylindrica Stol.*
" *praerosa Linn.*
" *Esperi Ferr.*
Melania Holandri Ferr.
Planorbis Radmanesti Fuchs.
" *varians Fuchs.*
Valvata variabilis Fuchs.
Limnaeus nov. spec. (pauperatum Fuchs).

Umgebung von Kragujevac. — Ami Boué und Viquesnel haben im Mergel und mergeligen Kalkstein bei Beloševac *Cypris, Limnaeus, Paludina, Planorbis, Mytilus (Congeria) ungula-caprae Münst., Mytilus balatonicus* gefunden.

Bei Drača wurden

Melanopsis Martiniana Fer.
" *Vindobonensis Fuchs.*

durch Herrn Pančić gesammelt.

Ich habe in der Umgebung von Kragujevac die Congerienschichten beobachtet und ihre Petrefacten gesammelt bei Donja Sabanta, Beloševac, Baljkovac, Vučkovica und bei Lipnica.

Porodin. In diesem nördlich von Svilajinac liegenden Orte kommen Schichten mit *Dinotherium giganteum* vor.

Niš. In der Umgebung von Niš hat die Nišava ihr Bett in Sandschichten mit

Congeria triangularis Partsch.
Melanopsis decollata Stol.
Melania Holandri Fer.
Lithoglyphus nov. spec.

ausgewühlt. In diesem Sande kommt ein dünnes Lignitflötz vor.

VI. Levantische Stufe.

Zvezdan. Lignitflötze zwischen Sand, Thon und Kalksteinschichten mit

Hydrobia cf. syrmica Neum.
Planorbis Hoernesi Rolle
" *spec.*
Ancylus spec.
Pyrgidium Tournoueri Neum.

Gradište. Am Konglavica oberhalb Topolovnik hat mein Schüler Herr M. Zarić gelbe Sandablagerungen mit zahlreichen

Unio nov. spec.

gefunden. Diese Ablagerungen befinden sich im Hangenden der Congerienstufe.

Kostolac. Bedeutende Lignitflötze zwischen Thonschichten mit noch nicht bestimmten *Vivipara, Unio, Dreissena*, *Pisidium* und *Cardium*.

Jüngste Bildungen.

Aus der letzten geologischen Periode haben wir verschiedene materielle Vertreter. Einige von diesen befinden sich noch in der Bildung, andere dagegen können noch zur Neogenzeit gebildet worden sein. Diese letzteren umfassen die Ablagerungen aus den Seen, die in den jüngsten Zeiten in Serbien noch existirten.

See-Ablagerungen. Im Becken von Pirot findet man hohe Terrassen von Sand und Gerölle, angelehnt an die cretacischen Berggehänge. Diese Terrassen sind am besten bei Berilovac und Prćevac zu sehen.

In der Umgebung von Bela Palanka sind die Geröllterrassen begleitet von Thonmassen, in welchen spärliche unbestimmte Molluskenüberreste vorkommen.

Terrassenförmige Ablagerungen sind auch im Zapljane im Thale der Kutina, dann im Becken von Niš bei Niš, Leskovac, Wlasotince etc. zu finden.

Im Becken von Vranja wurden ebenfalls sehr junge See-Ablagerungen beobachtet.

Zwischen Kuršumlija und Prokuplje sieht man terrassirte Thon- und Geröllmassen, die schon ganz das diluviale Aussehen besitzen.

Löss. Dieses wohlbekannte diluviale Product, mit seinen gewöhnlichen petrographischen und paläontologischen Eigenschaften verbreitet sich am meisten längs der Donau- und Sava-Ufer. Im Innern von Serbien ist derselbe durch einen gewöhnlichen Thon vertreten, welcher aber dieselben Fossilien führt wie die Lössablagerungen.

Nebst den charakteristischen continentalen Schnecken hat man öfters aus solchen Ablagerungen Knochen und Zähne von Mammuth ausgegraben, und zwar bei Belgrad, Požarevac, Kličevac, Rušanj, Ripanj, Umka, Poćute, Kragujevac, Trnava (Niš-District). In dem diluvialen Thone bei Belgrad hat man auch Knochen von *Cervus* und *Bos primigenius* gefunden.

Die Fischer haben öfters Mammuthüberreste aus der Donau, Sava, Kolubara, Tamnava, Zasavica und Drina herausgefischt.

Flugsand. Diese bewegliche Sandschichte, welche sich in einigen Orten längs der Donau befindet, wurde von Herrn Dr. Pančić untersucht und in seinem in serbischer Sprache geschriebenen Werkchen: Der Flugsand in Serbien, beschrieben.

In Serbien kann man zwei räumlich getrennte Sandpartien unterscheiden, eine östliche, bei Kladovo und Radujevac im Negotin-Districte, welche an die rumänischen Flugsandfelder stösst und eine westliche,

zwischen Ram und Gradište, welche als die Fortsetzung der Banater Flugsande zu betrachten ist.

H ö h l e n l e h m. Sehr viele Höhlen in Serbien sind mit einem knochenführenden *(Ursus spelaeus, Felis spelaea)* diluvialen Lehm erfüllt; als die interessantesten sind zu erwähnen die Höhlen bei Zlot und Prekonoge.

T o r f m a s s e n befinden sich in den sumpfigen Gegenden der Mačva und bei Negotin.

K a l k t u f f e. Mächtige Stöcke von Kalktuffen findet man öfters in den Districten von Niš, Pirot, Knjaževac, Čačak etc.

A l l u v i a l - A b l a g e r u n g e n von verschiedener Ausdehnung und Mächtigkeit erstrecken sich in den Ebenen längs der Drina, Kolubara, Tamnava, Sava, Donau, Morava, Timok und ihren Zuflüssen. Die grössten alluvialen Ebenen sind in der Mačva, bei Negotin und längs der Morava.

Die kleineren konnten nicht auf der Karte angegeben werden.

Ebenso war es mir unmöglich, mehrere diluviale Ablagerungen auf der Karte anzugeben, theils wegen ihrer Isolirtheit, theils wegen mangelhafter Kenntniss ihrer Grenzen und Beziehungen zu den jüngsten neogen Bildungen.

Massengesteine.

Die massigen Gesteine spielen eine grosse Rolle in Serbien und sind auf unserer Uebersichtskarte in drei Gruppen geschieden. Die erste Gruppe enthält die granitoiden Gesteine. In der zweiten Gruppe haben wir die Serpentine mit den Euphotiden zusammengestellt und die dritte Gruppe enthält die krystallinischen Gesteine mit trachytoider Structur.

Alle Vorkommnisse von eruptiven Gesteinen in Serbien sind in unserer Sammlung durch gute Exemplare vertreten, welche ich alle mikroskopisch untersucht und bestimmt habe. Hier werde ich sie nur aufzählen, ohne auf ihre Beschreibung einzugehen.[1])

A. Granitoide Gesteine.

Die grösste Partie granitoider Gesteine befindet sich im nordöstlichen Serbien zwischen Luka, Gornjane, Tanda und Rudna Glava.

In diesem nordöstlichen Gebiete des Landes trifft man sie ausserdem an folgenden geographisch geordneten Punkten:

Am M. Miroč,
bei Plavna,
an der Šaška,
bei Neresnica und Gabrovo,
bei Brnjica,
bei Boljetin.

---

[1]) Mehrere eruptive Gesteine wurden in meinen serbisch geschriebenen folgenden Arbeiten schon beschrieben:

Beiträge zur Geologie des südöstlichen Serbien.
Ueber einige glasige Gesteine.
Corsit vom Rudnik.
Dolerite in Serbien.
Neue petrographische Arten.

In Süd-Serbien trifft man sie:
Am M. Sveti Nikola,
am M. Kriva Feja,
bei Crvena Jabuka,
am M. Karpina,
am M. Pljačkavica,
am M. Kukavica,
an der Veternica,
an der Jablanica,
bei Oblačina,
am M. Jastrebac,
am M. Kopaonik,
am M. Kremnica,
am M. Željin,
am M. Djakovo.

In Mittel-Serbien sind granitoide Gesteine eingezeichnet:
Bei Šanac,
am Mojsinje,
am M. Crni Vrh,
am M. Rudnik (Corsit),
am M. Vagan,
bei Ripanj (Kersantit),
bei Resnik (Kersantit),
in Banjica (Kersantit).

In West-Serbien haben wir solche Massen angegeben:
Am M. Cer,
am M. Boranja,
am M. Košutnja Stopa.

In petrographischer Hinsicht vertheilen sich die einzelnen Vorkommnisse wie folgt:

Granite:

1. Biotit-Granite: Darosava, Belgrad-District.
„ Brnjica, Požarevac-District,
„ Neresnica, „ „
„ Tanda, Negotina-District,
„ Gornjane, „ „
„ Luka, „ „
„ Sveti Nikola, am Balkan.

2. Muskovit-Granite: M. Vagan,
„ M. Cer,
„ Golubac, Pozarevac-District,
„ Kučajna, „ „
„ M. Plačkavica,
„ M. Karpina.

3. Amphibol-Granite: M. Strbac, Negotin-District,
„ Plavna, „ „
„ Brseće, am Kopaonik,
„ M. Suvo Rudište, am Kopaonik,
„ Rudnica, am Kopaonik,
„ Jošanica.

4. Porphyr-Granite: M. Suvo Rudište,
„ Rudnica,
„ Jošanica.

5. Gneiss-Granite: M. Boranja,
„ Čadjavica,
„ M. Košutnja Stopa,
„ Prolom,
„ Knoja bei Mojsenje,
„ Veternica.

Diorite.

1. Andesitische Diorite: Jošanica,
„ „ Sveti Nikola,
„ „ Beledja,
„ „ Crnajka.

2. Quarz-Diorite: Gabrovo,
„ Šaška,
„ Kamenica,
„ Bogutovac.

3. Corsit: M. Rudnik.

Kersantite.

Diese Gesteine kommen in wenig mächtigen, secundäre Formationen durchdringenden Gängen vor, und zwar bei:

Banjica, Belgrad-District,
Resnik, „ „
Ripanj, „ „
M. Rudnik.?

Diabase.

Das einzige Vorkommniss dieses Gesteinstypus befindet sich, nach Toula und Berwerth, bei Crvena Jabuka an der Tegoštica.

Dolerite.

Unter diesen verstehe ich tertiäre Aequivalente von Diabasen. In Serbien trifft man sie in Gesellschaft mit Euphotiden oder Andesiten an folgenden Orten:

Dubočane, Zaječar District;
Berčinovac, bei Knjazevrac;
Sopot, bei Pirot.
Zaovina, Užica D.

B. Euphotide und Serpentine.

Diese in Serbien viel verbreiteten massigen Gesteine kommen gewöhnlich zusammen vor.

Im nordöstlichen Serbien haben wir davon kleinere Stöcke:

bei Tekije Negotin-District,
„ Petrovo Selo „ „
„ Donji Milanovac „ „
an der Blizna „ „
bei Rudna Glava „ „
am M. Goli Vrh „ „
„ M. Deli Jovan „ „
bei Salaš „ „
„ Slatina, Zaječar-District.

An den Balkanausläufern trifft man sie:

bei Ravno-Bučje,
am Rasovati Kamen,
bei Radičevac, Berčinovac und Knjazevac.

Längs der Toplica habe ich die Serpentinmasse von Kuršumlje bis Selova und bei Sudimlje beobachtet.

Am M. Kopaonik und in seinem Gebiete trifft man die Euphotide und Serpentine

am Suvo Rudište,
„ Jadovnik,
„ Ploča,
bei Koznik,
„ Trstenik.

In der Ibar-Spalte verbreiten sich diese Gesteine, mit einiger Unterbrechung, von Raška bis Kraljevo.

In Central-Serbien befinden sich ziemlich grosse Massen:

an der Ždralica, Kragujevac-District,
bei Drača „ „
bei Stragari „ „
am M. Venčac „ „
„ Stenjik oberhalb Čačak,
an der Despotovica und Dičina, Rudnik-District,
am M. Kosmaj, Belgrad-District,
bei Ripanj, „ „
um den Avala-Berg „ „

Die grössten Serpentingebirge sind in West-Serbien zu sehen. Hierher gehört vor allen Anderen das Hochplateau von Zlatibor, dann die Berge Bukovi, Divčibare, Maljen, Suvobor und Rior.

Kleinere Massen von Serpentin treten bei Selanac (am Jagodnja) und bei Zwornik auf.

Die Gesteinsvarietäten, welche man in den Serpentinmassen unterscheiden kann, sind:

1. reiner Serpentin: M. Suvobor,
M. Rior.
M. Stenjik etc.

2. S. mit Diallag: M. Kopaonik,
M. Tičar bei Raška.
M. Selanac etc.

3. S. mit Bastit: Kumodraž,
Avala,
Ripanj,
Kosmaj etc.

4. S. mit Diallag und Olivin: Brdjani an der Despotorica.
M. Jadovnik,
Derventa,
Berčinovac etc.

In den Serpentingebirgen trifft man öfters Gänge und Stöcke von Quarz, Jaspis, Calcedon und Magnesit. Bei Ripanj enthält ein solcher Quarzstock sehr hübsche Quecksilbererze.

Die Euphotide vertheilen sich hauptsächlich in olivinführende und olivinfreie Euphotide.

C. Trachytoide Gesteine.

Die Eruptionen der trachytoiden Massen haben in Serbien die verschiedensten Producte erzeugt. Ein Blick auf die Karte genügt, um deren zahlreiche und oft viel verbreitete Gänge und Massen zu übersehen. Ich beschränke mich hier darauf, alle diese Vorkommnisse von eruptiven Gesteinen mit trachytoider Structur nach ihren Gruppen zu classificiren.

Trachyte.

Diese sind im Sinne der Fouqué'schen Definition genommen; sie zertheilen sich in:

1. Biotit-Trachyte: Kumodraž,
„ „ Beli Potok,
„ „ Darosava,
„ „ Vitanovac,
„ „ Kostajnik,
„ „ Korenita,
„ „ Krepoljin,
„ „ ? Deani,
„ „ Priboj, Vranja-District,
„ „ Toplac, „ „
„ „ Bujkovac „ „

2. Amphibol-Trachyte: Dobra,
„ „ Dubočane,
„ „ Bor,
„ „ Ivanova livada,
„ „ Lopatnica, Čačak-District,
„ „ M. Koštur, „ „
„ „ Rudnica am Kopaonik.

3. Trachyt-Tuffe: Moravci,
„ „ Deani Niš-District,
„ „ Konopnica, „ „
„ „ Kopašnica, „ „
„ „ Korvin-Grad „ „
„ „ Stuboj, Wranja-District.

Andesite.

1. Biotit-Andesite:		Ripanj,
„	„	Ralja,
„	„	Darosava,
„	„	Zlatarica, Rudnik-District,
„	„	Nevade, „ „
„	„	Vrnčane, „ „
„	„	Jablanica, „ „
„	„	Dobra,
„	„	Zlot, Žajicar-District.

2. Amphibol-Andesite		(Timacite):	Gamzigrad, Žajicar-District.
„	„	„	Zvezdan, „ „
„	„	„	M. Kopita, „ „
„	„	„	Slatina, „ „
„	„	„	Brestovac „ „
„	„	„	Zlot, „ „
„	„	„	Valakonja „ „
„	„	„	Kučajna,
„	„	„	Majdanpek,
„	„	„	Šaška,
„	„	„	Vitanovac,
„	„	„	Beoci, Cačak-District,
„	„	„	Suvo Rudište
„	„	„	Jadlonik,
„	„	„	Raška,
„	„	„	Gornji Statovci,
„	„	„	Gnjilan bei Pirot.

3. Augit-Andesite:		Avala,
„	„	Dragolj,
„	„	Jablanica,
„	„	M. Kotlenik,
„	„	Vitanovac,
„	„	Ivanova livada,
„	„	Rasovati Kamen,
„	„	Moskovski drum bei Boljevac,
„	„	Boljevac,
„	„	Brestovac,
„	„	Bela reka.

Labradorite (Fouqué).

1. Biotit-Labradorite: Rušanj,
2. Amphibol-Labradorite: M. Mrkonj,
3. Augit-Labradorite: Vitanovac,

„	„	Šarbanovac.

Dacite.

1. Biotit-Dacite: Senje,
„ „ Vujetinci,
„ „ Ješevac,
„ „ Takovo,
2. Amphibol-Dacite: Pajsijević,
„ „ Boljetin.

Basalte:

Sičevo,
Tavnik, Kragujevac-District,
? Stuboj.

Phonolite.

? Banjica.

Porphyrite.

Bačevac, Valjevo District
Lelići, „ „
Stubje, „ „
Balinovići „ „
M. Jagodnja „ „
Postenje „ „
M. Rtanj. Zaječar „

Rhyolithe.

In Central-Serbien: Rakovica,
„ „ „ Kumodraž,
„ „ „ Avala,
„ „ „ Babe,
„ „ „ Guberevci,
„ „ „ Darosava,
„ „ „ M. Ostrovica Rudnik-D.
„ „ „ Dragolj „ „
„ „ „ Zlatarica „ „
„ „ „ Veliki Šturac „ „
„ „ „ Mali Šturac „ „
„ „ „ Veliki Do „ „
„ „ „ Mali Do „ „
„ „ „ M. Treska „ „
„ „ „ Brusnica „ „
„ „ „ Brdjani „ „
„ „ „ M. Crvena Gora Udžice-D.
„ „ „ Borač,
„ „ „ Perača,
„ „ „ Bogutovac,
„ „ „ Jošanica,
„ „ „ Mojsenje.

Im	östlichen	Serbien:	Kučajna,	
„	„	„	Melnica,	
„	„	„	Strmosten,	
„	„	„	Senje,	
„	„	„	Sveti Nicola,	

In	Süd-Serbien:		Sićevo,
„	„	„	Konopnica,
„	„	„	Sevojnica,
„	„	„	Stuboj,
„	„	„	Priboj,
„	„	„	M. Oblik,
„	„	„	Gradnja,
„	„	„	Sjerina,
„	„	„	Banja bei Vranja,
„	„	„	Gornji Statovci,
„	„	„	Tovrljane.

Microgranulitische Porphyre.

1. Biotit-	Microgranulite:	Rudna Glava,	
„	„	Majdanpek,	
„	„	Markova-Krčma,	
„	„	Tanda,	
„	„	Cremošnja,	
„	„	Žagubica,	
„	„	Ravanica,	
„	„	Ripanj,	
„	„	Zuce,	
„	„	Zagradje	am Rudnik
„	„	Veliki Šturac	„
„	„	Veliki Do	„
„	„	Mali Šturac	„
„	„	Mali Do	„
„	„	Orinac	„
„	„	Milovac	„
„	„	Zlatarica	„
„	„	Majdan	„
„	„	Žiča,	
„	„	M. Crvena Gora,	
„	„	Pridvorica,	
„	„	Jošanica,	
„	„	Gjere-Kare,	
„	„	Grnčari,	
„	„	M. Čemernik,	
„	„	Dobro-Polje,	
„	„	Djepa,	
„	„	Surdulica,	

1. Biotit-Microgranulite:		Mrtvica,
„	„	Topla-Banja,
„	„	Bresničić,
„	„	Končić.
2. Amphibol-Microgranulite:		Babe,
„	„	Krasojevac am Rudnik
„	„	Hasna „ „
„	„	Lašnjevac am Kopaonik
„	„	Ravnište „ „
„	„	Šaška

Inhalt.

	Seite	
Einleitung	71	[1]
Primärformationen	73	[3]
A. Die Verbreitung dieser Formationen	73	[3]
B. Stratigraphische Verhältnisse	74	[4]
C. Petrographische Bestandtheile	75	[5]
Paläozoische Formationen	76	[6]
Rother Sandstein	79	[9]
Triasformation	82	[12]
Juraformation	84	[14]
Kreideformation	89	[19]
A. Verbreitung der Kreideformation	89	[19]
B. Gliederung der Kreideformation	91	[21]
I. Neocom	92	[22]
II. Gault	94	[24]
III. Cenoman	96	[26]
IV. Turon	97	[27]
V. Senon	97	[27]
Tertiärformation	98	[28]
Eocän	98	[28]
Neogen	99	[29]
Verbreitung des Neogens	99	[29]
Gliederung des Neogens	101	[31]
I. Aquitanische Stufe	102	[32]
II. Erste mediterrane Stufe	102	[32]
III. Zweite mediterrane Stufe	102	[32]
IV. Sarmatische Stufe	108	[38]
V. Congerien-Stufe	112	[42]
VI. Levantische Stufe	114	[44]
Jüngste Bildungen	115	[45]
See-Ablagerungen	115	[45]
Löss	115	[45]
Flugsand	115	[45]

Seite

Höhlenlehm . . . . 116 [46]
Torf . . . . 116 [46]
Kalktuffe . . . . 116 [46]
Alluvial-Ablagerungen . . . . 116 [46]

Massengesteine . . . . 116 [46]

A. Granitoide Gesteine . . . . 116 [46]

Granite . . . . 117 [47]
Diorite . . . . 118 [48]
Kersantite . . . . 118 [48]
Diabase . . . . 118 [48]
Dolerite . . . . 118 [48]

B. Euphotide und Serpentine . . . . 118 [48]
C. Trachytoide Gesteine . . . . 120 [50]

Trachyte . . . . 120 [50]
Andesite . . . . 121 [51]
Labradorite . . . . 121 [51]
Dacite . . . . 122 [52]
Basalte . . . . 122 [52]
Phonolite . . . . 122 [52]
Porphyrite . . . . 122 [52]
Rhyolithe . . . . 122 [52]
Microgranulite . . . . 123 [53]

Die Schichten von Kamyschburun und der Kalkstein von Kertsch in der Krim.

Von N. Andrussow.

Mit dem Namen des oberen Muschelkalksteins von Kertsch wurde von Abich[1]) ein Complex vorwiegend kalkiger Schichten bezeichnet, der zwischen dem Bryozoenkalke, mit welchem die mannigfaltige Serie der Kertscher sarmatischen Schichten abschliesst, und jenen Schichten von Kamyschburun liegt, die durch ihren Reichthum an verschiedenen Cardien längst berühmt sind.[2]) Die Fauna dieses Kalksteines zeichnet sich nach Abich durch eine eigenthümliche Mischung der marinen und brackischen Mollusken-Arten aus. Abich führt namentlich folgende Formen an:

Dosinia exoleta B.?	*Pisidium priscum Eichw.*
Venerupis nov. sp.	*Cerithium pictum Eichw.*
Cardium incertum Desh.	„ *minutum Serr.*
„ *pseudocatillus nov. sp.*	*Dreissena Brardii Brong.*
„ *littorale Eichw.*	*Rissoa inflata Andrz.*
Ervillia pusilla Desh.	*Littorinella acuta Drap.*

Serpula spiralis Eichw.

Wie man aus diesem Verzeichniss ersieht, identificirte Abich einige der Molluskenformen des Kertscher Kalksteins mit solchen des Kalksteins von Odessa (des jüngeren Steppenkalkes). Die Versteinerungen dieses letzteren aber sind nur in der Form von Steinkernen und Abdrücken erhalten, und waren bis Barbot-de Marny sehr wenig bekannt. Als charakteristisch betrachtete man dann eine *Dreissena*, die *Dr. Brardii* genannt wurde, *Cardium littorale Eichw.* und *Littorinella acuta.* Alle diese Formen vermuthete Abich im Kalkstein

[1]) H. Abich: Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman. Mém. de l'Acad. Imp. des sc. de St.-Petersbourg. Ser. 7, Tome IX, Nr. 4, 1865.

[2]) Die Fossilien von Kamyschburun sind von Deshayes (Mém. de la Soc. geol. de France. Tome III, tr. partie, 1838), Rousseau (in Demidoff's Voyage dans la Russie méridionale, Tome II, 1842), R. Hörnes (Jahrbuch d. geol. R.-A. XXIV 1874) und ein paar Arten auch von Sandberger, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, pag. 682—700 beschrieben.

von Kertsch gefunden zu haben. Ausserdem führt er noch ein *Cardium pseudocatillus nov. sp.*, welches, nach ihm, sowohl im Kalkstein von Kertsch, als auch in demjenigen von Odessa auftreten sollte. Diese angenommene Aehnlichkeit der paläontologischen Charaktere beider Kalksteine erklärt, warum Abich sie als äquivalente Bildungen betrachtete.

Alle Autoren, die vor Abich das Tertiär von Kertsch studirten, betrachteten auch den Kalkstein von Kertsch als jüngeren Steppenkalk. So zählt Verneuil[1]) ihn zum „terrain de steppes", Huot[2]) nennt ihn „calcaire d'Odessa ou de steppes", Dubois[3]) — „pierre de Kertsch ou calcaire de la steppe".

Mit Abich schliesst die active Periode der geologischen Erforschung der Halbinsel, und alle späteren Autoren, welche sich gelegentlich über die Tertiärbildungen von Kertsch geäussert haben, nehmen den Kalkstein von Kertsch für ein Aequivalent des Odessaer Kalkes. So sagt Romanowsky[4]), dass alle Steinbauten in der Festung von Kertsch aus Steppenkalk ausgeführt worden sind, Stuckenberg[5]), dass eine Reihe der Schichten, welche aus dem Muschelthon und Brauneisenerz[6]) bestehen, in der Umgebung von Kertsch auf dem Steppenkalke liegen, R. Hörnes[7]), dass „Etage e[8]) dem Kalkstein von Odessa gleichzustellen ist" u. s. w.

Mit dem Fortschritte in der Erkenntniss der Fauna des Kalkes von Odessa aber zeigte sich die grosse Verschiedenheit derselben von der des Kertscher Kalksteins. Es wurde indessen nachgewiesen, dass die im Kertscher Kalkstein vorkommenden marinen Arten keineswegs im Odessaer Kalke enthalten sind, dass hingegen die im letzteren vorhandenen Arten häufig auch in den Schichten von Kamyschburun auftreten.

Im Jahre 1869 hat Barbot-de Marny[9]) zum ersten Male gute Beschreibungen und Abbildungen der Steinkerne aus dem Odessaer Kalke gegeben. Sein Verzeichniss enthält folgende Formen:

Congeria simplex Barb. (*-Dreissena Brardii* früher)
Congeria subcarinata Desh.
Cardium littorale Eichw.
„ *pseudocatillus Abich.*
Cardium Odessae Barb.
„ *novarossicum Barb.*
Paludina achatinoides Desh.
Bythinia cyclostoma Rous.
Lymnaea peregrina Desh.

Später fand Prof. J. Sinzow[10]) in den sandigen Ablagerungen von Taraklia und anderen Orten in Bessarabien, welche horizontal in

[1]) Mémoire géologique sur la Crimée. Mém. de la Soc. géol. de la France. Tome III, 1re partie, 1838, Paris.
[2]) Demidoff: Voyage dans la Russie meridionale etc. Paris 1842, Tome II.
[3]) Dubois-de Montpereux: Voyage autour du Caucase, chez les Tcherkesses etc. Paris 1843, Tome V.
[4]) Gornoi Journal. 1867, III. Theil (russisch).
[5]) Stuckenberg: Geol. Skizze von der Krim. St. Petersburg 1873.
[6]) = Die Schichten von Kamyschburun.
[7]) Tertiärstudien. Nr. IV. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXIV, 1. Heft, 1874.
[8]) = Der Kalkstein von Kertsch.
[9]) Geol. Skizze des Gouvern. Cherson. St. Petersburg. 1869 (russisch).
[10]) Die Resultate der Forschungen Sinzow's sind in einer Reihe Abhandlungen in den Schriften der neurussischen Gesellschaft niedergelegt.

den Odessaer Kalk übergehen, gut erhaltene Molluskenschalen. Auf Grund seiner Funde konnte er nachweisen, dass *Dreissena simplex* und *Cardium littorale* von Barbot nichts anderes sind, als kleine Varietäten der schon längst benannten *Dreissena rostriformis Desh.* und *Cardium semisulcatum Rouss.* aus den Schichten von Kamyschburun. Ausserdem hat er noch folgende mit den Kamyschburun'schen Schichten gemeinsame Arten gefunden: *Valenciennesia annulata Rouss., Neritina danubialis Desh. non Pfeif*[1]), *Cardium Abichii.*

Die durch mich in den Schichten von Kamyschburun angestellten Aufsammlungen ergaben überdies noch eine grössere Anzahl der gemeinsamen Formen.

Bevor wir aber zur Vergleichung der Faunen von Kamyschburun und Odessa übergehen, ist es nothwendig, einige Bemerkungen über die Gliederung der Kamyschburun'schen Schichten und über die Vertheilung der Fossilien in denselben vorauszusenden.

Nach Abich zerfallen diese Schichten „in zwei natürliche Abtheilungen von sehr verschiedener Beschaffenheit ihrer mineralogischen Bestandtheile". Diese zwei Abtheilungen sind auch paläontologisch verschieden, was schon von Abich bemerkt, jedoch nicht genug bestimmt ausgesprochen wurde, so dass man überhaupt annimmt, dass alle von Deshayes, Rousseau und Anderen beschriebenen Arten in einem und demselben Horizont gemischt auftreten. Doch verhält sich die Sache anders, denn sowohl die obere Abtheilung, als auch die untere sind durch besondere Arten gut charakterisirt.

Die obere Abtheilung besteht überall aus eisenreichen Thonablagerungen und phosphorhaltigen, erdigen oder concretionirten und pisolitischen Brauneisenerzen, welche an grossen Muscheln sehr reich sind. Besonders charakteristisch für die Schichten sind: *Dreissena inaequivalvis Desh.*, grosse Cardien (*Cardium acardo Desh., edentulum Desh., crassatellatum Desh., Gourieffii Desh.*), *Vivipara Casaretto Rouss.* und *Limnaea velutina Desh.* Andere eigenthümliche Species werden später in der Tabelle genannt werden.

Die untere Abtheilung ist in petrographischer und paläontologischer Hinsicht sehr veränderlich. Bald tritt dieselbe als mehr oder weniger thoniges Muschelconglomerat (Faluns von Kamyschburun), als cavernöser Kalk, bald als Sand oder Mergel auf. Paläontologisch kann man zwei verschiedene Facies unterscheiden: die von *Dreissena subcarinata* (Facies der Faluns) und jene von *Cardium Abichii* (Facies der Valenciennesiamergel). Jede dieser am häufigsten vorkommenden und darum am meisten charakteristischen Arten ist von anderen Formen begleitet, welche jedoch zwei getrennte Faunen darstellen.

Die Fauna der Schichten mit *Dreissena subcarinata* ist durch die Cardien mit vielzähligen und niederen Rippen, z. B. *Card.*

[1]) Deshayes hat eine von ihm bei Kamyschburun gefundene Neritina mit N. danubialis identificirt. Diese Species gehört aber nach allen ihren Merkmalen zu *Neritodonta Brus.*, ist also keineswegs mit *Ner. (Theodoxus) danubialis* identisch.

subdentatum, subcarinatum, sulcatinum, paucicostatum etc. und durch die Gasteropoden charakterisirt und immer mit Faluns und cavernösen Kalken verknüpft. Die Mergel dagegen enthalten immer die Fauna von *Cardium Abichii.* Für diese Fauna sind die dünnen scharfrippigen Cardien und fast völlige Abwesenheit der Gasteropoden charakteristisch. Nur die *Valenciennesia annulata* ist in den Mergeln äusserst häufig und deshalb nennt man sie gewöhnlich Valenciennesia-Mergel. In den Sanden trifft man bald die erste, bald die letztere Fauna, und scheinen die beiden nicht so sehr von der mineralogischen Beschaffenheit der Ablagerungen, als von den bathymetrischen Verhältnissen abzuhängen. Und zwar ist die Fauna von *Dreissena subcarinata* wahrscheinlich littoral, während jene von *Cardium Abichii* auf ein ruhigeres und tieferes Wasser hinweist. Dass diese beiden Faunen gleichzeitig existirten, ersieht man aus der Wechsellagerung und anderen stratigraphischen Verhältnissen der sie enthaltenden Schichten. [1])

Die folgende Tabelle enthält eine Zusammenstellung der sowohl in der oberen, als auch in der unteren Abtheilung sich befindenden Molluskenarten.

		Untere Abtheilung					Obere Abtheilung
		Schichten mit *Card. Abichii*		Schichten mit *Dreissena subcarinata*			
		Mergel	Sand von Kamyschburun	Sand von Kitèn	Cavernöse Kalke	Faluns von Kamyschburun	
1.	*Dreissena rostriformis Desh.* = *simplex Barb.*	*hh*	*h*	*h*	*h*	*hh*	*hh*
2.	„ *gracilis Rouss.*	—	—	—	—	*hh*	—
3.	„ *angusta Rouss.*	—	—	—	—	*ss*	*hh*
4.	„ *subcarinata Desh.*	—	—	*h*	*h*	*hh*	—
5.	„ *inaequivalvis Desh.*	—	—	—	—	—	*hh*
6.	„ *auricularis. Fuchs.*	—	—	—	—	*s*	—
7.	*Dreissenomya aperta Desh.*	—	*ss*	—	*s*	*hh*	*ss*
8.	*Pisidium sp.* (= *Mactra globula* Baiern)	—	—	—	—	—	*ss*
9.	*Cardium acardo Desh.*	—	—	—	—	—	*hh*
10.	„ *edentulum Desh.*	—	—	—	—	—	*hh*
11.	„ *Tamanense R. Hörn.*	—	—	—	—	—	*s*
12.	„ *multistriatum Rouss.*	—	—	—	—	—	*h*
13.	„ *Gouriefii Desh.*	—	—	—	—	—	*h*
14.	„ *crassatellatum Desh.*	—	—	—	—	—	*h*
15.	„ *angusticostatum R.*	—	—	—	—	—	*s*
16.	„ *alatoplanum nov. sp.*	—	—	—	—	—	*h*
17.	„ *donacoides nov. sp.*	—	—	—	—	—	*ss*
18.	„ *panticapaeum R. Hoern.*	—	—	—	—	—	*s*

[1]) Bei Staroj Karantin (7 Werst, südlich von Kertsch), Schichten mit *Cardium Abichii* wechsellagern zweimal mit Faluns, bei Kertsch liegt auf dem Thon mit *Cardium Abichii* ein cavernöser Kalk mit *Dr. subcarinata* u. s. w., bei Kitèn am Ufer des Azow'schen Meeres aber ist ein grauer Sand mit *Dr. subcarinata* durch einen bläulichen Thon mit *C. Abichii* überlagert.

		Untere Abtheilung					Obere Abtheilung
		Schichten mit *Card. Abichii*		Schichten mit *Dreissena subcarinata*			
		Mergel	Sand von Kamyschburun	Sand von Kitén	Cavernöse Kalke	Faluns von Kamyschburun	
19.	*Cardium carinatum Desh.*	—	—	—	*h*	*hh*	*hh*
19b.	„ „ *var. modio-*						
20.	*lare Rouss.*	—	—	—	—	—	*hh*
21.	„ *subdentatum Desh.*	—	—	*h*	*h*	*hh*	*ss*
	„ *subsyrmiense nov sp.*	*s*	*hh*	—	—	—	*s*
22.	„ *Bayerni R. Hoern.*	*s*	*h*	—	*s*	*s*	*s*
23.	„ *Abichii R. Hoern.*	*hh*	*hh*	—	—	—	*ss*
24.	„ *squamulosum Desh.*	*ss*	*s*	—	*s*	*h*	*h*
25.	„ *planum Desh.*	*s*	*s*	*h*	*hh*	*hh*	*hh*
26.	„ *Steindachneri*	*s*	*s*	*s*	*s*	*s*	—
27.	„ *intercostatum n. sp.*	—	—	—	—	—	*s*
28.	„ *corbuloides Desh.*	—	—	—	—	*hh*	—
29.	„ *ovatum Desh.*	—	—	—	—	*h*	—
30.	„ *depressum Desh.*	—	—	—	—	*h*	—
31.	„ *sulcatinum Desh.*	—	—	—	—	*hh*	—
32.	„ *Verneuilii Desh.*	—	—	—	—	*h*	—
33.	„ *subcarinatum Desh.*	—	—	—	*h*	*hh*	—
34.	„ *(Psilodon) macrodon Desh.*	—	—	—	*h*	*h*	*hh*
35.	„ „ *semisulcatum R.*	—	—	*h*	*h*	*h*	*hh*
36.	„ „ *Odessae-Barb.*	—	—	—	—	—	*s*
37.	„ „ *Ampelasciense n. sp.*	—	—	—	—	—	*hh*
38.	*Valenciennesia annulata R.*	*h*	*h*	—	*s*	*s*	*s*
39.	*Vivipara achatinoides Desh.*	—	—	—	*h*	*hh*	—
40.	„ *Casaretto Rousseau*	—	—	—	—	—	*h*
41.	*Bythinia cyclostomma Rouss.*	—	—	*s*	—	*s*	*hh*
42.	„ *Verneuilii C. Mayer*	—	—	—	—	*ss*	—
43.	*Zagrabica sp.*	—	—	—	—	—	*s*
44.	*Boskovićia? sp.*	—	—	—	—	—	*hh*
45.	*Limnaea velutina Desh.*	—	—	—	—	—	*hh*
46.	„ *laevigata Eichw.*	—	—	—	—	*s*	—
47.	„ *peregrina Desh.*	—	—	—	—	*s*	—
48.	„ *sublimosa Sinz.*	—	—	—	—	*s*	—
49.	„ *obtusissima Desh.*	—	—		—	*h*	—
50 bis 52.	*Neritodonta 3 sp.*	—	—	—	—	*s*	—
53.	*Neritona Brusinai nov. sp.*	—	—	—	—	—	*ss*
54.	*Planorbis rotella Rouss.*	—	—	—	—	*s*	—
55.	„ *pl. sp.*	—	—	—	—	*s*	—
56.	*Melanopsis acicularis Fér.*	—	—	—	—	*h*	—
57.	„ *cf. praerosa L.*	—	—	—	—	*s*	—
58.	*Melania sp.* (glatt)	—	—	—	—	*s*	—
59.	„ *sp.* (mit Querrippen)	—	—	—	—	—	*s*
60.	*Valvata sp.*	—	—	—	—	—	*s*
61.	*Pyrgula cf. mathildaeformis F.*	—	—	—	—	—	*s*
62.	*Hydrobia caspia Eichw.*	—	—	—	—	*s*	—
63.	*Helix sp.*	—	—	—	—	*ss*	—

Die Vergleichung dieser Tabelle mit dem von Sinzow[1]) gegebenen Verzeichnisse der Fossilien aus dem Odessaer Kalkstein zeigt uns gleich, dass wir in den Schichten mit *Dreissena subcarinata* ein echtes Aequivalent des letzteren haben und wirklich kommt fast die Hälfte der bis jetzt im Kalkstein von Odessa bekannten Formen auch in den Faluns von Kamyschburun vor, während in den auf- und unterliegenden Schichten sehr wenige Odessaer Arten auftreten. Man muss aber zugeben, dass der Kalkstein von Odessa im Vergleiche mit Kamyschburunschen Schichten einige bedeutende Unterschiede aufweist, namentlich besteht seine Fauna blos aus sehr kleinen Formen und zeichnet sich durch verhältnissmässigen Reichthum an Gasteropoden[2]) und durch geringere Anzahl der Cardienarten aus.[3]) Die Ursache dieses Unterschiedes liegt, vielleicht zum Theil in den anderen physikalisch-geographischen Verhältnissen, zum Theil aber darin, dass der Kalkstein von Odessa nur den unteren Horizonten der Faluns entsprechen soll. In der That, wenn wir die Faunen solcher Ablagerungen mit *Dreissena subcarinata* in Betracht ziehen, die unmittelbar auf die obersten Horizonte des Kertscher Kalksteins folgen (z. B. die Fauna des Kalksteins von Tschurubasch oder der Sande von Kitèn), so verschwindet die Verschiedenheit fast vollständig, und zwar sind im Kalkstein von Tschurubasch nur solche Formen vorhanden, die zugleich im Odessaer Kalke auftreten, dabei sind die *Dreissena rostriformis* und *Cardium subdentatum* auch so klein, wie dies im letzteren gewöhnlich der Fall ist.

Auch zeigt der Kalkstein von einigen Beziehungen zu der oberen Abtheilung des Kalksteins von Kertsch, welche wir gleich besprechen wollen.

Diese obere Abtheilung des Kertscher Kalksteins ist gewöhnlich nicht mächtig und tritt entweder in der Form eines Muschelkalksteines oder in der Form einer sandig- und thonig-kalkigen Ablagerung auf und führt eine gleichförmige Fauna von lauter kleinen Formen. In der allergrössten Menge, mitunter fast ausschliesslich das Gestein zusammensetzend, kommt die kleine *Dreissena novarossica* vor, eine zuerst von Prof. Sinzow[4]) aus dem Kalkstein von Odessa beschriebene Form. Hiezu gesellt sich eine andere *Dreissena,* die nicht von *Dr. sub-Basterotii Tourn.* zu unterscheiden ist, aber in geringerer Anzahl und mitunter ganz verschwindend. In sehr grosser Quantität trifft man zwei *Neritinen*[5]), *Valvata variabilis Fuchs* und verschiedene kleine Hydrobien, Pyrgulen und Micromelanien, seltener *Mactra sp.*, *Scrobicularia tellinoides Sinz.*, *Ervilia minuta Sinz.* und *Cerithium rubiginosum Eichw.* an.

---

[1]) J. Sinzow. Geologische Beschreibung Bessarabiens und der angrenzenden Theile des Cherson'schen Gouvernements. Materialien zur Geologie Russlands. Bd. XI (russisch).

[2]) Unter 48 im Odessaer Kalke auftretenden Formen sind 30 Gasteropoden, also 61%, während in Faluns auf 42 Arten nur 20 Gasteropoden sind, also 47%; und dabei treten dieselben hier in verschwindend kleiner Anzahl der Exemplare auf, während die Dreissenen und Cardien zu Tausenden gesammelt werden können.

[3]) Es sind nur 6 Arten bekannt, in den Faluns aber 16.

[4]) J. Sinzow. Beschreibung neuer oder wenig bekannter Molluskenformen aus dem südrussischen Tertiär.

[5]) Deren eine unzweifelhaft dem Subgenus *Neritodonta Brus.* gehört.

Während man *Cerithium* und *Ervilia* in abgerollten Exemplaren findet, erscheinen die *Mactren* und *Scrobicularien* mit zusammenhängenden Klappen, und die ersten in der Lage der lebenden Exemplare, d. h. vertical in den sandigen Schichten steckend. Sehr merkwürdig ist die Anwesenheit einer kleinen *Spirorbis sp.* und der kümmerlich entwickelten *Membranipora.* Diese beiden Formen sind gewöhnlich auf den Schalen von Dreissenen angewachsen. Hieraus ergibt sich, dass sie mit den letzteren zusammenlebten.[1] *Membranipora* bildet zuweilen sehr kleine Röhrchen, die wahrscheinlich Aestchen der Wasserpflanzen umgaben.

Nach unten verschwindet die *Dreissena novorossica,* Neritinen und *Valvata variabilis. Dreissena sub-Basterotii* wird alleinherrschend. In grosser Menge tritt *Cardium obsoletum var. elongata* auf, und die *Scrobicularia tellinoides* bildet manchmal ganze Bänke. Unzählig sind die kleinen Gasteropoden: *Littorina sp.*, lange *Micromelanien* und verschiedene *Hydrobien* und *Pyrgulen.* Dieselben *Membranipora* und *Spirorbis*, wie in der oberen Abtheilung, welche ich als Horizont der *Dreissena novorossica* bezeichne, sind auch in dieser mittleren Abtheilung, im Horizonte der *Dreissena sub Basterotii* häufig. Sonst sind noch zu erwähnen: Einige Landschnecken (ein *Helix* aus der Gruppe *Pomatia,* eine anderer — aus der Gruppe *Pentataenia*, eine grosse *Pupa*), zahlreiche Fischreste, Cypris viele Species und *Nonionina granosa d'Orb.*[2])

Unter dem Horizonte der *Dreissena sub-Basterotii* liegen die gewöhnlich kalkigen Schichten, welche gar keine Dreissenen, sondern nur eine kleine Varietät der *Modiola volhynica,* auch sarmatische *Cerithien (Cer. rubiginosum, Cer. disjunctum), Tapes vitaliana d'Orb., Cardium obsoletum Eichw.* und *var. elongata* und *Rissoa inflata Andrz.*[3]) enthalten. Mit diesen sarmatischen Formen erscheinen aber auch andere, dem Sarmatischen fremde Gestalten, wie *Dosinia exoleta L.* (kleine Varietät), *Scrobicularia tellinoides, Ervilia minuta*[4]) *Sinz., Lucina sp. (non Dujardinii Desh.)*, eine kleine *Mya sp.*, ein *Cerithium,* ein *Trochus* und verschiedene *Hydrobiinen.* Derselben *Membranipora* und *Spirorbis*, wie oben, begegnet man auch hier. Local findet man noch folgende Fossilien: Landschnecken *(Helix, Bulimus, Pupa),* eine kleine, merkwürdige *Hydrobiinen*-Form mit langen Stacheln, welche dem jetzt in Neu-Zeeland lebenden Genus *Potamopyrgus Stimpson* sehr nahe steht[5]), Fisch- und Vogelreste, Diatomeen und Spongiennadel *(Monactinellidae).*

---

[1]) Ganz ähnlicher Weise leben die *Dreissena polymorpha Pell.* und *Balanus improvisus* in einem der Limanen Kuban's, im Liman von Kisiltasch, zusammen.

[2]) In einer sandigen Schicht von *Scrobicularien,* welche zwischen anderen, *Dreissena* enthaltenden Ablagerungen liegt.

[3]) Es sei hier bemerkt, dass die Cerithien und Rissoen in den echten sarmatischen Schichten von Kertsch ganz und gar nicht existiren.

[4]) *Ervillia pusilla* bei Abich.

[5]) Siehe W. Stimpson, Researches upon the Hydrobiinae and allied Formes. Washington 1865. Smithsonian Miscellaneus Collection. Wegen der Abbildung siehe Journal de Conchyliologie. 1860. VIII. Bl. IV, Fig. 7. *(Paludestrina Cumingiana).*

Zu diesem unteren Horizont gehört der bekannte Baustein von Kertsch, welcher durch seinen petrographischen Habitus die Veranlassung gab, ihn mit jüngerem Steppenkalk zu verwechseln, jedoch sieht man aus oben angeführtem Fossilienverzeichnisse, dass sich der eigentliche Kertscher Kalk faunistisch vom Odessaer Kalke (den man als Typus des jüngeren Steppenkalkes betrachten soll) gänzlich unterscheidet, und dass nur der oberste Horizont (mit *Dr. novorossica*) einige Anknüpfungspunkte mit dem oberwähnten Kalke bietet. Hingegen hat der untere Horizont mehr ein sarmatisches Aussehen.[1]) Da er jedoch sehr enge mit den aufliegenden Schichten verbunden ist, die bereits den Charakter der Congerienschichten angenommen haben, so dass der ganze Complex ein lehrreiches Beispiel eines Ueberganges von wenig brackischen[2]) in stark brackische Schichten bildet, so scheint es mir passender, mit Prof. J. Sinzow[3]) den Kalkstein von Kertsch[4]) als ein Verbindungsglied zwischen sarmatischen und pontischen Schichten zu bezeichnen. Namentlich hat er nachgewiesen, dass an vielen Punkten Bessarabiens und der Gouvernements Cherson ähnliche Bildungen auftreten, die, zwischen den sarmatischen und den pontischen Schichten liegend, ein eigenthümliches Gemisch von den beiden Stufen angehörenden Formen enthalten, zu denen sich noch viele eigenthümliche Arten hinzugesellen. Darum erkennt er auch in dieser Ablagerung eine besondere, zwischen der sarmatischen und der pontischen Stufe vermittelnde Bildung. Viele Formen aus diesen Schichten sind gemeinsam mit solchem im Kalkstein von Kertsch. Da aber der letztere auch dieselbe bathrologische Stellung einnimmt und ähnliche Uebergangsmerkmale zeigt, so muss er als deren Aequivalent auch für eine solche Uebergangsbildung gehalten werden.

Die reichsten Fossilienfundorte in den Uebergangsschichten Bessarabiens und Chersons sind Lopuschna (in Bessarabien), Odessa und Bogdanowka am Bug.

Ueber dem oolitischen sarmatischen Kalke bei Lopuschna[5]) liegen Sande und Sandsteine, welche mit einigen sarmatischen Molluskenformen zusammen auch *Dreissena sub-Basterotii Tourn.*, *Anodonta unioides Sinz.*, *Planorbis cornu Brong.*, *Hydrobia sp.*, *Melanopsis Sinjana Brus.*, *Melanopsis Lanzaeana Brus.*[6]), *Neritina crenulata Klein*, *N. pseudo-grateloupana Sinz.*, *Micromelania (Pleurocera) laevis Fuchs*, *Valvata biformis Sinz.* enthalten.

---

[1]) Das war die Ursache, warum Dr. A. Bittner in seiner Abhandlung: „Ueber den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883. XXXIII. Hft 1" ihn unter die sarmatischen Bildungen eingereiht hat.

[2]) Die Fauna des unteren Horizontes weist auf ein stark ausgesüsstes Wasser. Ich werde später bei der Beschreibung der fossilen brackischen und halbbrackischen Tertiärfaunen der Krim diese Frage näher erörtern.

[3]) Geologische Beschreibung Bessarabiens u. s. w. l. c.

[4]) Mit drei Abtheilungen:
e_3) Schichten mit *Dreissena novorossica Sinz.* und Neritinen,
e_2) Schichten mit *Dreissena sub-Basterotii Tourn.*,
e_1) Baukalkstein von Kertsch mit *Cerithium* und *Dosinia*.

[5]) Nach Sp. Brusina, Verhandl. d. k. geol. R.-A. 1885, Nr. 6, pag 150, sollen diese Arten mit dalmatinischen nicht identisch, sondern neu sein.

[6]) Geolog. Beschreibung Bessarabiens, l. c. pag. 102 und 134.

Die Sande von Lopuschna sind mit sogenannten baltischen Ablagerungen Barbot-de-Marny's bedeckt, die, wie es von Prof. Sinzow nachgewiesen wurde, ein Aequivalent des Kalksteins von Odessa darstellen.

Bei Odessa[1]) sehen wir unter dem dunkelblauen Thon mit *Dreissena rostriformis, novorossica, Cardium subdentatum, sub-Odessae etc.*, der die Unterlage des Odessaer Kalksteins bildet, einen ungeschichteten, grünlichen Thon. In den untersten sichtbaren Horizonten des Thones wurde einmal eine Zwischenlage eines auch grünlichen Sandes mit *Ervilia minuta Sinz., Dosinia exoleta L., Tapes vitaliana d'Orb, Pisidium sp., Scrobicularia tellinoides Sinz., Planorbis geniculatus Sandb., Pl. Mariae Michaud, Chara sp.*, aufgefunden.

Am Bug, bei Bogdanowka[2]) und Kantakusowka erscheinen sehr ähnliche Bildungen. Sie bestehen hier aus einer Wechsellagerung des grünen Thones und Sandes mit dem Kalkstein und enthalten einige sarmatische Formen, *Ervilia minuta, Scrobicularia tellinoides, Dosinia exoleta, Unio sp., Neritina semiplicata Sandb., Vivipara Barbotii M. Hörn., Planorbis cornu Brong., Hydrobia, Cerithium rubiginosum, disjunctum, Chara sp.*

Auf Grund des Vorliegenden kann man die Gliederung der die sarmatische Stufe überlagernden Schichten in Bessarabien und Cherson einerseits und auf der Halbinsel Kertsch andererseits folgenderweise schematisch darstellen:

		Halbinsel Kertsch	Bessarabien und Cherson
Schichten von Kamyschburun	f_2	Eisenerze von Kamyschburun.	Aequivalente nicht bekannt
Schichten von Kamyschburun	f_1	Schichten mit *Cardium Abichii* (Valenciennesia-mergel, Sand von Kamyschburun). Schichten mit *Dreissena subcarinata* (Faluns von Kamyschburun, Sand von Kitèn).	Kalkstein von Odessa und Sand von Taraklia etc. Sog. baltische Ablagerungen Barbot's mit *Dinotherium giganteum, Hipp. gracile* etc.
Kalkstein von Kertsch	e_3	Schichten mit *Dr. novorossica.*	Sand von Lopuschna mit *Dr. sub-Basterotii.* Schichten von Bogdanowka. Grüner Thon von Odessa.
Kalkstein von Kertsch	e_2	Schichten mit *Dr. sub-Basterotii.*	
Kalkstein von Kertsch	e_1	Baukalkstein mit *Dosinia exoleta, Cerithien* etc.	
	d	Sarmatische Bildungen.	

Ich versuchte nachzuweisen, dass in vielen Punkten Südrusslands zwischen den echten sarmatischen und echten sogenannten pontischen Schichten eine Schichtengruppe eingeschoben ist, die als Verbindungsglied zwischen beiden betrachtet werden darf. Jedoch beobachtet man

[1]) Ibid. pag. 11 und 133.

[2]) S. Sinzow, Geol. Beschreibung Bessarabiens, l. c. pag. 29 und 133. Die Beschreibungen und Abbildungen einiger Formen aus den Schichten von Lopuschna, Bogdanowka und Odessa finden sich in Sinzow's Beschreibung der neuen oder wenig bekannten Molluskenarten aus den Tertiärablagerungen Südrusslands. V. Beitrag. Odessa. 1884. In den Schriften der südrussischen Naturforschergesellschaft. IX. Bd.

solche Uebergangsschichten nicht überall in Südrussland. Es gibt solche Gegenden, wo sie fehlen und wo pontische Schichten unmittelbar auf den sarmatischen liegen. Auf diesen Stellen ist eine Erosionsepoche der pontischen Ablagerungen vorangegangen. So liegt z. B. gelber Steppenkalk mit *Dreissena rostriformis*, *Vivipara achatinoides* etc. zwischen Aitugan und Bescharak in der mittleren Krim auf dem sarmatischen Nubecularienkalke. Aehnliche Verhältnisse beobachtet man auch bei Aibar, Sarybasch und anderen Orten der westlichen Krim. Bei dem Dorfe Koutschen in der südlichen Häfte der Halbinsel Kertsch liegen die horizontal abgelagerten Eisenerzschichten mit *Cardium acardo* etc. (f_3) auf den stark aufgerichten sarmatischen Schichten.

Diese Erscheinungen beweisen nur, dass in der Zwischenzeit zwischen der sarmatischen und der pontischen Epoche das Meer im nördlichen Pontusgebiet stark zurückgetreten ist und dass die Gewässer der pontischen Epoche grössere Flächen einnahmen, als die der Zwischenzeit. In Folge dessen sind in der Zwischenzeit einige früher unter dem Wasser gewesene Theile festes Land und der Erosion unterworfen gewesen, während an anderen Stellen sich Schichten bildeten mit einer gemischten Fauna, wie in Bessarabien, bei Odessa, bei Kertsch etc.

Dieselben Verhältnisse herrschten auch in dieser Zeit im westlichen Europa. Auch hier muss man die Epoche zwischen der pontischen und der sarmatischen Stufe als die Epoche eines sehr bedeutenden Rückganges der Meeres bezeichnen, was auch zum Theil in den Erosionserscheinungen sich abspiegelte, während an anderen Orten eine ununterbrochene Bildung der Sedimente stattfand.

Die ersten beobachteten wir in Frankreich und an einigen Orten Oesterreichs. In Oesterreich, westlich vom Neusiedler-See ruhen die Congerienschichten in den Thälern, welche in die zweite Mediterran- und die sarmatische Stufe eingegraben sind. [1]) In Frankreich begann diese Erosionsepoche noch viel früher. Hier fehlen die Aequivalente der sarmatischen Stufe und die Congerienschichten von Bôllene, die faunistisch sehr an die Faluns von Kamyschburun erinnern, liegen in den Furchen der tortonischen und helvetischen Ablagerungen. [2]) Diese westeuropäische Erosionsepoche entspricht zweifelsohne mehr oder weniger der früher erwähnten russischen Erosion und zugleich dem Kalkstein von Kertsch etc. Eine ununterbrochene Schichtenreihe von der tortonischen Stufe bis zu den Congerienschichten inclusiv sehen wir in Italien. Hier also correspondirt dem Kalksteine von Kertsch nicht mehr eine durch Erosion hervorgebrachte Lücke, sondern ein körperliches Glied der Schichtenreihe. Wenn wir aber entscheiden wollen, welcher Theil der uns interessirenden italienischen Schichtenfolge dem bedeutendsten Rückgange des Meeres entspricht, so finden wir, freilich bei der Voraussetzung, dass der Rückgang im ganzen Südeuropa gleichzeitig geschah, was eine grosse Wahrscheinlichkeit für sich hat, auch Aequivalente der vorpontischen Erosion und der vorpontischen [3]) Ablagerungen.

---

[1]) E. Suess, Antlitz der Erde. I. pag. 422.
[2]) E. Suess, l. c. pag. 425.
[3]) Ich gebrauche diesen Namen für jene Ablagerungen, welche in derselben Zeit sich bildeten, als vorpontische Erosion stattfand.

Jene Schichtenfolge, welche in Italien zwischen den tortonischen und unterpliocänen Schichten liegt, ist wegen ihrer Gyps- und Schwefelführung als *formazione gessosa-solfifera*[1]) bekannt. Dieselbe umfasst somit die sarmatischen, vorpontischen und pontischen Ablagerungen, früher aber wurde sie des Auftretens der Dreissenen halber auch „*strati a congerie*" genannt und mit echten (d. h. pontischen) Congerienschichten parallelisirt. Es ergab sich jedoch, dass die, die pontische oder Congerienstufe bezeichnenden Fossilien nicht in allen Horizonten der Gypsformation, sondern in dem obersten Theil derselben vorkommen und es demnach nicht richtig ist, den Namen der Congerienschichten auf die ganze Gesammtheit dieses Schichtencomplexes auszudehnen. Sig. von Bosniacki[2]) gehört das Verdienst an, genau nachgewiesen zu haben, dass eine nicht mächtige, aber sehr beständige Zone der fischführenden, weissen Mergelschiefer, die früher mit tiefer liegenden Tripelschichten verwechselt wurden, und so den Anlass zu verschiedenen Missverständnissen und Inconsequenzen gaben, die unterste Grenze der Dreissenen, resp. der sie begleitenden Formen bilde. Diese Zone *(B)* theilt die ganze Gypsformation in zwei Abtheilungen, deren obere (Zone *A*) durch Dreissenen, Cardien, Melanopsiden, Neritinen und Hydrobien charakterisirt ist und allein nur den Namen der Congerienschichten verdient. Die untere Abtheilung (Zone *C*) enthält keine Conchylien, sondern nur *Lebias crassicaudus Ag.* und *Libellen* und umfasst die grössten Gypslager, während die anderen Zonen den Gyps nur stellenweise enthalten.[3]) In einigen Gegenden gesellt sich zu diesen drei Zonen noch eine gypsführende *(D)*, welche schon marine tortonische Conchylien beherbergt. Dieser Zone entsprechen an anderen Orten Ablagerungen ohne Gyps, welche dann unmittelbar unter den Schichten mit *L. crassicaudus* liegen.[4]) Tiefer erscheinen die sogenannten Tripel *(tripoli)* mit der bekannten marinen Fischfauna und ihnen entprechende merglige Schichten, welche eine Molluskenfauna mit sarmatischem[5]) Gepräge enthalten und deshalb sowohl sie, als auch die sie bedeckenden und von Lebiasschichten *(C)* trennenden Ablagerungen (Kalk von Rosignano etc.) als sarmatische Schichten betrachtet worden sind.

Nun wissen wir jetzt, dass die obere Grenze der zweiten mediterranen Stufe oder des Tortoniens mit der unteren Grenze der Zone *C* zusammenfällt, welche deshalb ganz oder zum Theil ein Aequivalent der sarmatischen Stufe darstellt. Wenn wir aber anderseits in Betracht ziehen, dass die obersten Schichten der Zone *A* den Charakter der

[1]) Capellini. Gli strati a congerie o la formazione gessoso-solfifera Roma. 1880. R.-Acad. dei Lincei, pag. 55. De Stefani. Quadro compressivo dei terreni dell' Apennino settentrionale. Pisa. 1881. Atti della Soc. Toscana di Sc. Nat. Manzoni. (La Geologia della provincia di Bologna. Modena 1880), zieht zur Gypsformation auch die tiefer liegende Tripel pag. 26 und 36.

[2]) La formazione gessosa e il secondo piano mediterraneo in Italia. Pisa 1880. Atti della Soc. Toscana, processi verbali, pag. 6 ff.

[3]) Siehe Bosniacki, l. c. pag. 8.

[4]) Die Schichtenfolge unter den letzteren ist sehr veränderlich und darum ist es mitunter schwer, Ablagerungen einzelner Profile streng zu parallelisiren. Siehe Bosniacki, l. c. pag. 10.

[5]) Bosniacki, l. c. pag. 10. „La fase seguente *(B)* segna il massimo del retiro del livello del mare."

echten (pontischen) Congerienschichten tragen, so sind wir genöthigt, die dem Kalksteine von Kertsch etc. entsprechenden Schichten irgendwo in der Mitte des die Zonen *A, B, C* umfassenden Complexes zu suchen. Leider ermangeln uns dazu paläontologische Belege, um solche Aequivalente nachzuweisen, da indessen, wie S. Bosniacki [1]) richtig bemerkte, die Zone *B* dem stärksten Sinken des Meeresniveau entspreche, so muss diese Zone auf Grund des Gesagten zu den Aequivalenten des Kertscher Kalkes gehören. Es scheint mir auch, dass nur die obersten Congerienablagerungen Italiens als pontisch bezeichnet werden dürfen, dass der untere Theil der Zone *A* älter sei, als die echten Congerien- oder pontischen Schichten, und daher zusammen mit dem weissen Mergelschiefer *(B)* als vorpontisch auch zu den Aequivalenten des Kertscher Kalkes zu zählen sei. Die Gründe dafür sind folgende.

Die wenigen bestimmt mit ausländischen identischen [2]) Molluskenformen der Zone *A* (von denen ich folgende anführen kann: *Dreissena rostriformis Desh., Cardium Partschii C. Mayer, Cardium semisulcatum* [3]) *Rouss., Melania curvicosta, Melanopsis Bonellii)* zeigen auf gewisse Verwandtschaft mit den untersten Congerienschichten ausserhalb Italiens hin. Diese Formen kommen, meines Wissens, vorwiegend in dem oberen Niveau der Zone *A*, unmittelbar unter dem Pliocän vor, während die tiefer liegenden Schichten mehr eigenthümliche, bis jetzt nur in Italien bekannte Formen enthalten. [4]) Es ist daher wohl sehr möglich, dass diese Schichten älter sind als der Odessaer Kalk und seine Aequivalente bei Kertsch bereits den oberen Theilen der Uebergangsgruppe entsprechen. Es ist auch wahrscheinlich, dass in der Zeit der vorpontischen Erosion die Ablagerung der brackischen Schichten im südöstlichen Siebenbürgen stattfand. Wenigstens weist das Auftreten kleiner *Pyrgulen* im Kalksteine von Kertsch darauf hin, die der Formenreihe *Pyrgula margarita — pagoda Neum* [4]) angehören. Dies wird auch durch das Vorkommen von *Dreissena sub-Basterotii, Neritina semiplicata Neum* und *erenulata Klein* in Siebenbürgen und in Südrussland bestätigt.

[1]) Man identificirt gewöhnlich verschiedene italienische Formen aus Zone *A* mit russischen, französischen und österreichischen Arten. Allein dieser Vorgang ist entweder ganz unrichtig oder wenig begründet. So haben z. B. Formen, unter den Namen: *Dr. subcarinata, Cardium paucicostatum, panticapaeum, carinatum, Odessae, Abichii, plicatum, edentulum, novarossicum* aus Italien citirt, mit den gleichnamigen russischen gar nichts zu thun.

[2]) Nach der Zeichnung dieser Art bei Capellini „Gli strati a congerie e le marne compatte mioceniche dei dintorni di Ancona. Roma. 1879. Atti della R. Acad. dei Lincei, Tav. I. Fig. 19", wäre es schwierig, über die Identicität der italienischen Form mit russischen zu urtheilen. Dass aber die Sache sich wirklich so verhält, davon konnte ich mich bei einer flüchtigen Besichtigung der Sammlung von Prof. Capellini in Bologna überzeugen.

[3]) Die verticale Vertheilung einzelner Formen in der Schichtenreihe der Zone *A* ist fast gar nicht bekannt, und deshalb erlaube ich mir, meine diesbezüglichen Erfahrungen mitzutheilen, welche ich am Ost-Abhange der Livorneser Gebirge zwischen Gabbro und San Martino gesammelt habe. Ich war im Stande in den hiesigen Congerienschichten (Zone *A*) zwei Abtheilungen zu unterscheiden: eine obere, vorwiegend tegelige, mit *Dreissena rostriformis Desh., Cardium Partschii C. Mayer, Cardium pl. sp.* und eine untere, vorwiegend sandige mit *Hydrobia Escoffierae Cap., Melanopsis Bonelli Sism., Pisidien,* einer stumpfgekielten *Dreissena* und Cardienarten, verschieden von denen des oberen Horizontes.

[4]) Herbich und Neumayr. Die Süsswasser-Ablagerungen im südöstlichen Siebenbürgen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1875. XXV. 4. Hft.

Die sarmatischen Schichten treten im Széklerlande woher die genannten Molluskenformen stammen, nicht auf. Die ganze auf den Kreide- und Eocänbildungen liegende Schichtenreihe hat einen brackischen Charakter und wurde von Herbich[1]) in drei Abtheilungen gegliedert, deren obere schon zum Diluvium gehört, die mittlere und untere das Neogen darstellen.

Die untere besteht aus einem grauen Tegel mit Braunkohlen- und Sphärosideritflötzen. Hier findet man *Dreissena sub-Basterotii Tourn.*, *Cardium Fuchsii Neum*, *Helix cf. Chaixii Mich.*, *Planorbis transylvanicus Neum.*, und eine reiche fossile Flora. Nach Prof. Staub[2]) besteht dieselbe aus einem Gemisch von pontischen und sarmatischen Formen. Also zeigen die biologischen Verhältnisse schon eine gewisse Aehnlichkeit mit dem Kalkstein von Kertsch etc.

Die folgende mittlere Abtheilung wird von Thon, Sand, Kalk und Brauneisenstein gebildet, und könnte, wie es scheint, zwei paläontologische Horizonte darstellen, einen tieferen und einen höheren. In den letzteren, welcher bei Arapatak entwickelt ist, während bei Vargyas nur der tiefere erscheint[3]), kommt *Dreissena triangularis* vor, welche auf den unteren Congerien-Horizont im Wiener Becken hinweist. Dagegen dem Horizont von Vargyas, welchem man auch das von Roth beschriebene Vorkommniss Bodos zuzählen kann, viele solche Formen eigenthümlich sind, die zugleich auch bei Kertsch (*Hydr. margarita*), bei Lopuschna (*N. crenulata*) und bei Bogdanowka (*N. semplicata*) anzutreffen sind.

Hieraus kann man ersehen, dass der Horizont von Vargyas und der unterliegende Braunkohlenhorizont sowohl in stratigraphischen, als auch in paläontologischen Verhältnissen mit vorpontischen Schichten übereinstimmen.

Es sind auch in der letzten Zeit die Aequivalente des Kertscher Kalksteins in Rumänien nachgewiesen. Namentlich hat G. Cobalcescu[4]) gezeigt, dass auf dem sarmatischen Kalkstein in Istritza, welcher in oberen Horizonten *Mactra podolica*, *Cerithium rubiginosum*, *Cer. pictum* und *Bucc. duplicatum* enthält, ein anderer, mehr gröberer folgt. Derselbe besteht „oft nur aus einer Species *Dosinia*, die sehr ähnlich scheint mit der *Dosinia exoleta*, welche Abich in der Halbinsel Kertsch, und zwar im höheren Systeme der dortigen sarmatischen Ablagerungen gefunden hatte.... Wir müssen demnach mit vollem Recht, bemerkt weiter Herr Cobalcescu, mit Hinblick auf das Vorhandensein dieser *Dosinia* und das gänzliche Fehlen anderer Species den groben Kalkstein von der Nordseite Istritza's mit diesen höheren Lagen in Kertsch in eine Parallele stellen....“

Zur Veranschaulichung der von mir in dieser Abhandlung geäusserten Ansichten lege ich folgende vergleichende Tabelle vor.

---

[1]) Herbich. Das Széklerland, pag. 284 (266). Mittheilungen aus dem Jahrbuche der königl. ungarischen geol. Anst., V. Bd., 2. Hft. 1876. Budapest.

[2]) Siehe L. v. Roth. Beitrag zur Kenntniss der Fauna der neogenen Süsswasser-Ablagerungen im Széklerlande. Budapest 1880.

[3]) Herbich und Neumayr, l. c.

[4]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1885, Nr. 11.

			Halbinsel Kertsch	Mittlere Krim	Bessarabien und Cherson	Rumänien	Oesterreich	SO. Siebenbürgen	Italien	Rhônebecken
Pliocän	Zancleen		nicht bekannt	*Mastodon arvernensis* bei Zamruk	nicht bekannt	Paludinen- und Psilodon-schichten	Paludinen-schichten	nicht bekannt	Unteres marines Pliocän (Zancleen Seg.)	Groupe de St. Aries (Plaesancien Font.)
Pliocän	Pontisch	Mèsinien C. Mayer's	f_2 Eisenerz-Schichten mit *Card. acardo*	nicht bekannt	nicht bekannt	Schichten von Bustinari und Podeni mit *Card. acardo*	Obere Congerienschichten (mit *Dr. spathulata, Partschii*) Schichten von Hidas, Arpad, Agram	nicht bekannt	nicht bekannt	nicht bekannt
Pliocän	Pontisch	Mèsinien C. Mayer's	f_1 Faluns von Kamyschburun Valenciennesia-mergel	Jung. Steppenkalk mit *Dr. rostriformis*	Odessaer Kalk, Sand von Taraklia, Baltische Ablagerungen Barbot's	Schichten von Ploesci mit *Vivipara achatinoides* etc.	Untere Congerienschichten (mit *Dreissena triangularis*), Schichten von Radmauest etc.	Schichten mit *Dreissena triangularis* (Arapatak)	Oberer Theil der Zone A	Schichten von Bollêne (Messinien Font.)
Miocän / Pliocän	Vorpontisch	Mèsinien C. Mayer's	e_3, e_2, e_1 Kalkstein von Kertsch	Erosion	Sand von Lopuschna, Schichten von Bogdanowka, grüner Thon von Odessa	Dosinienkalk von Istritza	Erosion	Schichten mit *Pyrgula margarita* (Vargyas) Braunkohlen-schichten	Unterer Theil der Zone A	Erosion
									Zone B	
Miocän	Sarmatisch	Mèsinien C. Mayer's	Sarmatische Schichten					nicht bekannt	Zone C, Schichten mit *Lebias crassicaudus*	
Miocän	II. Med. Stufe, Tortonien		Tschokrokkalk	Weisser Mergel von Sebastopol und Simpheropol	Lithothamnienkalke und Gypse im nördlichen Bessarabien	Verschiedene marine Ablagerungen von Ploesci etc.	Leythakalk, Badner Tegel etc.	nicht bekannt	Rosignanokalk Tripel	Groupe de Visan (Tortonien)

Ueber eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen.

Von Dr. Victor Uhlig.

Mit vier lith. Tafeln (Nr. II—V).

Die untere Abtheilung des Alttertiärs der westgalizischen Karpathen ist an mehreren Orten durch die Einschaltung von sandigen Lithothamnien-Kalkbänken ausgezeichnet, welche zahlreiche Fossilien, namentlich Lithothamnien, Foraminiferen, Bryozoën und kleine Brachiopoden enthalten. Die betreffenden Formen sind fast durchwegs von geringer, oft nur mikroskopischer Grösse, sie bilden im Wesentlichen eine Mikrofauna und sind daher für den speciellen Zweck der geologischen Altersbestimmung nicht sehr geeignet. Bei der ausserordentlichen Fossilarmuth der Flyschzone, sowie dem Umstande, dass seit Vacek's Arbeiten in Ost- und Mittelgalizien es Niemand versucht hat, für eine der karpathischen Schichtgruppen schärfere Parallelen aufzustellen, ohne welche weitere stratigraphische Fortschritte nicht denkbar sind, — schien es mir, als in den Karpathen beschäftigtem Aufnahmsgeologen, dringend geboten, eine nähere paläontologische Untersuchung dieser Fauna vorzunehmen, um zu sehen, ob es denn nicht vielleicht doch möglich wäre, dadurch neue Anhaltspunkte für die Stratigraphie des westgalizischen Alttertiärs zu gewinnen. In einem anderen, von der Natur weniger stiefmütterlich bedachten, fossilreicheren Gebiete würde sich der Geologe nicht leicht zu der mühevollen und zeitraubenden Bearbeitung einer Mikrofauna zu stratigraphischen Zwecken entschliessen, in der so fossilarmen galizischen Flyschzone aber muss man wohl oder übel zu derartigen, sonst häufig etwas vernachlässigten Fossilien seine Zuflucht nehmen, da sie eben, abgesehen von den noch weniger brauchbaren Fucoiden und Hieroglyphen, die einzigen sind, welche das betreffende, weit ausgedehnte Gebiet bisher geliefert hat. Wie ich in den folgenden Zeilen zeigen zu können hoffe, waren meine Bemühungen sowohl in stratigraphischer, wie in rein paläontologischer Beziehung nicht ganz erfolglos.

Bis vor kurzer Zeit waren aus dem mittel- und westgalizischen Flyschgebiet nur wenige Nummulitenfunde bekannt, ausgenommen die Gegend von Saybusch an der schlesischen Grenze, wo Zeuschner und namentlich Hohenegger an mehreren Orten nummulitenreiche Schichten entdeckt haben. Gerade das reichste der hier zu besprechenden Vorkommen, das von Wola lużanska wurde von Zeuschner[1]) bereits im Jahre 1859 in die Literatur eingeführt. Zeuschner bemerkt hiezu: „Mitten im Karpathensandstein wird eine Schicht als Kalkstein ausgebeutet, die nur 20—30 Procent Sand und Thon enthält; der kalkige Bestandtheil besteht aus Linsen von Nummuliten, die sich in einem kreideartigen Zustand befinden und berührt leicht zerfallen, da dieselben aber stark bombirt sind, können sie ebenfalls zu *Nummulites perforata* gehören.“ Viele Jahre später hat A. v. Alth[2]) die Localitäten Wola lużanska und Szalowa besucht und richtig hervorgehoben, dass die Kalktheile des Kalkgesteines dieser Localitäten wahrscheinlich auf Nulliporen zu beziehen seien. Die Vermuthung von A. v. Alth dagegen, dass diese Kalke vielleicht schon miocänes Alter besitzen, hat sich nicht bestätigt.

Noch viel früher wurden von Lill von Lilienbach[3]) und A. Boué[4]) Nummuliten in Begleitung von Austernfragmenten und Tertiärconchylien von der Localität Myslenice in Westgalizien angeführt. Auch aus der Gegend von Bóbrka bei Dukla in Mittelgalizien wird das Vorkommen von Nummuliten erwähnt.[5])

In jüngster Zeit hat die Zahl der Nummulitenfunde in Westgalizien eine starke Bereicherung erfahren. Walter und v. Dunikowski[6]) machen von den Localitäten Sękowa, Siary, Ropa, Krużlowa und Strzylawka, unfern von Gorlice und Grybów, Nummuliten namhaft. Ich selbst konnte während der geologischen Aufnahme in den Jahren 1883—85 an mehreren Punkten diese für die Geologie der Flyschzone so wichtigen Fossilien auffinden, so in Cieklin, Kobylanka, Szalowa, Biala, Michalczowa, Rajbrot, Pasierbiec, Klęczany, am Nordrande des Saros-Gorlicer Gebirges, ferner in Malczyo im Saroser Comitat, nahe der galizischen Grenze und an mehreren Punkten der Klippenzone.[7])

Ausserdem wurden innerhalb der jüngeren Abtheilung des Alttertiärs an mehreren Stellen Orbitoiden ohne Begleitung von Nummuliten nachgewiesen.[8])

In der vorliegenden Arbeit kommen nur die Vorkommnisse der Localitäten Cieklin, Kobylanka, Wola lużanska, Szalowa, Biala, Michalczowa und Rajbrot, über welche ich bereits eine kurze Notiz veröffent-

[1]) Ueber die oberen eocänen Schichten in den Thälern der Tatra und des Nizne-Tatra-Gebirges. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1859, Bd. XI, pag. 591.

[2]) Sprawozdanie Komisyi fizyograficznéj. 11. Bd. Krakau 1877, pag. 263 (in polnischer Sprache).

[3]) Leonhard's und Bronn's Jahrbuch f. Min. und Geol. 1830, pag. 218.

[4]) Journal de Géologie, I. Paris 1830. Aperçu sur le sol tertiaire de la Galicie, pag. 338. Resumé des observations de A. Boué sur l'âge relatif des dépôts second. dans les Alpes et les Carpathes, ibid. 1830, pag. 37.

[5]) Neue Studien in d. Sandsteinzone d. Karpathen. Dieses Jahrbuch 1879, 29. Bd., pag. 279 und 281.

[6]) Das Petroleumgebiet der galizischen Westkarpathen. Wien 1883, pag. 92.

[7]) Verhandl. geol. R.-A. 1885, pag. 42.

[8]) Verhandl. geol. R.-A. 1885, pag. 35.

lichen konnte [1]), zur näheren Besprechung. Die weitaus überwiegende Hauptmasse des paläontologischen Untersuchungsmaterials wurde von mir in Wola lużanska [2]) aufgesammelt, die anderen Localitäten ergaben eine viel magerere Ausbeute. Auch der Erhaltungszustand ist in Wola lużanska am günstigsten. Hier zerfallen nämlich gewisse Partien des fossilführenden Gesteins durch Verwitterung in die einzelnen Bestandtheile, die dann lose aufgesammelt und bequem untersucht werden können, während die übrigen Nummulitenkalke fest bleiben und zu paläontologischen Studien weniger geeignet sind.

Wie schon Zeuschner richtig bemerkt, bilden die Nummulitenkalksandsteine, um die es sich hier handelt, Bänke, die im Flysch, und zwar, wie wir hinzufügen können, in der unteren Abtheilung desselben, regelmässig eingelagert sind. Da ich erst kürzlich versucht habe, die Gliederung der Sandsteinzone Westgaliziens übersichtlich darzustellen [3]), kann ich hier um so eher darauf verweisen, als ich auf diese Verhältnisse in einer ausführlicheren geologischen Arbeit, die gegenwärtig in Vorbereitung begriffen ist, zurückkommen muss. Ich kann mich daher hier auf die Beschreibung der Verhältnisse beschränken, unter welchen das Nummulitengestein in den einzelnen Oertlichkeiten vorkommt.

Die uns hier interessirenden Nummulitenfundpunkte liegen sämmtlich längs einer schmalen und mehr als 15 Meilen langen Zone, welche ungefähr von OSO. nach WNW. streicht und mit einer geologisch-orographischen Grenze zusammenfällt, nämlich der Grenze zwischen dem Saros-Gorlicer Gebirgs- und dem vorkarpathischen Hügelland. Diese Zone hat durchschnittlich die Breite von ungefähr einer halben Meile; nördlich davon ist die untere Abtheilung des Alttertiärs ausnahmslos in Form der sogenannten oberen „Hieroglyphen-Schichten“, einer Wechsellagerung grauer, mürber, dünnschichtiger Hieroglyphensandsteine mit bläulichgrauen Schiefern, ausgebildet, südlich davon in Form von rothen, bläulichen und grünlichen Schiefern mit harten, kieseligen grünlichen Hieroglyphen-Sandsteinen. In der Grenzregion dieser Gebiete mischen sich die beiden Facies und die untere Abtheilung des Alttertiärs bietet hier eine sehr wechselvolle, bunte Zusammensetzung.

Der östlichste Punkt, wo ich den Nummuliten- und Lithothamnienkalksandstein auffinden konnte, ist Cieklin, zwischen den Städtchen Zmigród und Gorlice. In dem kleinen Graben, welcher vom Cieklinkaberge nach Norden abgeht, stehen bläuliche, ziemlich kalkreiche, obere Hieroglyphenschichten, da und dort mit rothen Thonen verbunden, an. In diesem Graben kommt südlich von der Strasse nach Lipinki das Nummulitengestein vor. Leider konnte es nicht anstehend gefunden werden, da jedoch daselbst keine anderen, wie die erwähnten Schichten vorkommen, so ist nicht daran zu zweifeln, dass der nummulitenreiche Kalksandstein daraus herstammt. In der weiter westlich folgenden Localität Kobylanka sind die Aufschlüsse schlecht, das kalkreiche Gestein scheint hier schon völlig zum Kalkbrennen aufgebraucht worden

---

[1]) Verhandl. geol. R.-A. 1885, pag. 82.

[2]) Herr Prof. A. v. Alth hatte die Güte, mir ebenfalls einiges Material von Wola lużanska zur Verfügung zu stellen, wofür ich ihm an dieser Stelle meinen wärmsten Dank auszusprechen mir erlaube.

[3]) Verhandl. geolog. R.-A. 1885, pag. 33—46.

zu sein. Im Graben von Lipinki, im südlichsten Theil der Gräben von Kryg und Dominikowice sind die oberen Hieroglyphenschichten in Verbindung mit rothen Thonen gut aufgeschlossen, sie enthalten aber daselbst keine Nummulitengesteine, nur die obere Abtheilung des Alttertiärs führt bei Lipinki und Dominikowice Orbitoiden. Die Zone von Kryg-Dominikowice zieht über Sękowa nach Ropica polska, bei Gorlice, wo sie am Ropa-Ufer gut aufgeschlossen ist, und streicht von da über Bystra nach Wola lużanska.

In Wola lużanska erscheinen die Nummulitengesteine ungefähr auf der Fläche zwischen der Dorfstrasse im Westen, der kürzlich erbauten Eisenbahn im Norden, dem Wolska-Bache im Osten und der Strasse Gorlice-Wola lużanska im Süden. Sie wurden früher als Material zum Kalkbrennen in reichlichem Masse gewonnen, wie die noch jetzt erkennbaren Brüche bezeugen. Seit der Ausdehnung des Eisenbahnnetzes hat sich das Kalkbrennen hier nicht mehr als lohnend erwiesen und wurde aufgegeben. In den alten Brüchen sieht man, sofern sie nicht unter Wasser stehen, nur bläuliche und zuweilen röthliche Schiefer, in denen die Nummuliten- und Lithothamnien-Kalke — das Gestein von Wola lużanska ist so kalkreich, dass man füglich von Kalk sprechen kann — eingelagert waren. Aus der Art, wie die alten Brüche angelegt sind, scheint hervorzugehen, dass das Vorkommen kein anhaltendes war, sondern ein öfteres Auskeilen der Kalkbank stattfand. Ob die Einschaltung des organogenen Kalkes nur auf ein Niveau beschränkt war oder sich öfter wiederholte, lässt sich nicht mit Bestimmtheit ermitteln. Aus der geringen Tiefe der Brüche ergibt sich, dass die Mächtigkeit eher weniger, als mehr, wie 2 Meter betragen haben mochte. Im Wolskabache gewinnt man ebenfalls Einblick in die Zusammensetzung des dortigen Terrains. Das Kalkgestein kommt darin nicht anstehend vor, wohl aber ein bunter Wechsel von bläulichen, ziemlich kalkreichen „Hieroglyphenschichten" und bläulichen und röthlichen Thonen. Die letzteren enthalten die für sie so bezeichnenden harten kieseligen grünen Sandsteine, jedoch noch nicht in so typischer Entwicklung, wie weiter südlich im eigentlichen Herrschgebiet der rothen Schiefer. Sehr bezeichnend ist das hier beobachtete Vorkommen von 1—2 Meter mächtigen Bänken eines hellgrauen, mürben, grobkörnigen Sandsteins, der auch in Bystra, Lipinki etc. bemerkt wurde. Vielleicht steht er zu dem Lithothamnien- und Nummulitenkalksandsteine in engeren Beziehungen.

Westlich von Wola lużanska folgt in der Entfernung von 2·5 Kilometer die Oertlichkeit Szalowa, wo das nummulitenführende Gestein knapp nördlich vom Dorfe, an der Strasse von Szalowa nach Lużna vorkommt. Das Gestein ist etwas sandiger und viel härter, wie in Wola lużanska und macht sich vermöge seiner grösseren Härte, welche die des umgebenden Gesteins übertrifft, eine kleine Kuppe bildend, schon im Terrain bemerkbar. Das Gestein von Szalowa erscheint trotz seiner grösseren Härte im Steinbruche so zerklüftet, dass man die Fallrichtung nicht erheben kann. In den meisten der kleinen Brüche, die auf der Süd- und Westseite des betreffenden Hügels angelegt sind, sieht man nur die ausgebeutete Schicht, nur in einem Bruche bemerkt man darüberliegenden rothen Thon. In der Umgebung des Hügels sind südlich

einfallende obere Hieroglyphenschichten aufgeschlossen, und zwar an der Dorfstrasse in Szalowa selbst und da, wo die Strasse von Szalowa nach Lużna den Szalówka-Bach schneidet. Im südlichen Theil des Szalówka-Baches, gegenBiesnik zu, stehen obere Hieroglyphenschichten und bunte Thone an, die unter die massigen Sandsteine des Biesnik und der Maslona góra einfallen. Während das Gestein von Wola lużanska an allen Punkten, wo ich es gesehen habe, ziemlich gleichartig und stets sehr fossilreich ist, ist die Zusammensetzung desselben in Szalowa eine sehr ungleiche. Bald ist es grobkörnig, bald feinkörnig, bald ist es ziemlich kalkreich, bald geht es unter Verlust der den Kalkgehalt hauptsächlich bedingenden Lithothamnienstückchen in gewöhnlichen Sandstein über. Nummuliten und Orbitoiden sind hier selten, nur in einem faustgrossen Stücke wurden sie in reichlicherer Menge vorgefunden.

Oestlich von Szalowa bis gegen Lososina stehen mir wenig Beobachtungen zu Gebote, da dieses Gebiet nicht mir zur geologischen Aufnahme übertragen war. Nur an einer Stelle konnte ich bei einem im Spätherbst 1885 zur eigenen Instruction unternommenen Ausfluge ein Vorkommen sehen, welches füglich in die Reihe der hier besprochenen aufgenommen werden kann. Knapp westlich vom Meierhof Mogilno (Grybów W.) befindet sich ein ehemaliger Ziegelofen, in dessen unmittelbarer Nähe Gestein, offenbar des Kalkgehaltes wegen, gebrochen wurde. Es ist dies ein lithothamnienreicher Sandstein, der petrographisch dem von Szalowa sehr nahe steht. Ich konnte darin einige Bryozoën, aber nur einen Orbitoiden entdecken. Das betreffende Gestein scheint hier in oberen Hieroglyphenschichten eingelagert zu sein, welche die Umgebung bilden, die Aufschlüsse sind jedoch daselbst recht mangelhaft. Walter und v. Dunikowski erwähnen von Krużlowa (Grybów W.) einen Nummulitensandstein (l. c. pag. 47). Da diese Localität auch in die ungefähre Fortsetzung der Zone von Wola lużanska, Szalowa etc. fällt, so könnte diese Localität ebenfalls hier einzureihen sein. Die genannten Autoren geben nichts Näheres über die sonstige Zusammensetzung des Gesteins an.

Noch weiter westlich gehören die Localitäten Biala und Michalczowa bei Lososina in die Fortsetzung der Zone von Wola lużanska. An keiner Stelle sieht man so deutlich, wie hier, dass die nummuliten- und lithothamnienreiche Bank in der That regelmässig im Flysch eingelagert ist. Sie ist daselbst ungefähr einen Meter mächtig und steht sowohl im Liegenden, wie im Hangenden mit den bläulich-grauen Schiefern der oberen Hieroglyphenschichten in regelmässigem Schichtenverbande. Das Gestein von Michalczowa-Biala steht petrographisch dem von Wola lużanska sehr nahe, ist aber viel fester; es wird noch gegenwärtig im geringen Masse zum Kalkbrennen verwendet. [1]) In Michalczowa enthält es neben Lithothamnien fast durchgehends zahlreiche Nummuliten und Orbitoiden, in Biala dagegen fast ausschliesslich Lithothamnien und nur sehr selten Foraminiferen. Die Aufschlüsse liegen in Michalczowa östlich von der Landesstrasse, da, wo sich diese gegen das Lososinathal

[1]) Walter und v. Dunikowski erwähnen l. c. pag. 68 einen Sandstein von Lososina, der ein sehr reiches kalkiges Bindemittel enthalten soll und zum Kalkbrennen verwendet wird. Es ist dies offenbar der Nummuliten- und Lithothamniensandstein.

zu senken beginnt. Die nummulitenreiche Bank ist daselbst durch eine Reihe kleiner Steinbrüche blossgelegt, welche dem ostwestlichen Streichen derselben folgen. Die Bank, die man in Biala, ungefähr einen Kilometer östlich von Michalczowa, ausbeutet, scheint die directe Fortsetzung des Michalczower Vorkommens zu sein. Die Zone von Hieroglyphenschichten und rothen Thonen zieht von Michalczowa in nordwestlicher Richtung gegen Rajbrot. Hier erreicht der von OSO. ununterbrochen gegen WNW. streichende Aufbruch des unteren Alttertiärs die ungefähr ostwestlich verlaufende Neocomzone Rybie-Rzegocina-Rajbrot.[1]) In dem Bächlein, welches östlich vom Kalocinaberge von Südwesten her in den Rajbroter Bach mündet, sind die oberen Hieroglyphenschichten, verbunden mit rothen Thonen, gut aufgeschlossen und vom schwarzen Neocomschiefer und Sandsteine gut zu unterscheiden. Mehrere grosse Fragmente von sehr foraminiferenreichem Lithothamniensandstein wurden hier lose aufgefunden. Der betreffende Bach schneidet nur die massigen Oligocänsandsteine, Hieroglyphenschichten und Neocom an, es ist also wohl sicher, dass das nummulitenführende Gestein aus den Hieroglyphenschichten herstammt. Auch der massige Sandstein enthält hier Versteinerungen; in losen Stücken, die aber nach ihrer petrographischen Beschaffenheit nur dem massigen Sandstein entnommen sein können, fanden sich zahlreiche Orbitoiden vor. Das westlichste der von mir beobachteten Vorkommen ist das von Rzegocina, es liegt in dem Thälchen zwischen Beldno und Rzegocina. In dem betreffenden Gesteine, das übrigens bereits abgebaut zu sein scheint, fand ich nur Lithothamnien.

Aus dem Vorstehenden erhellt demnach, dass der organogene Kalksandstein mit Nummuliten, Bryozoën und Lithothamnien heteropische Einlagerungen in der unteren Gruppe des westgalizischen Alttertiärs bildet, welche sich an einzelnen Punkten einer weit ausgedehnten schmalen Zone sporadisch einstellen. Er scheint in der Regel nur eine Bank zu bilden, deren Streichen kein anhaltendes ist. Die ausgedehntesten Vorkommen sind die von Wola lużanska und Biala-Michalczowa, die man auf die Länge von einem Kilometer verfolgen kann.

Nördlich und südlich von der schmalen Zone, wo die nördliche Facies des karpathischen Hügellandes mit der südlichen des Gebirgslandes zusammentrifft, sind Nummulitenfunde in der unteren Abtheilung des Alttertiärs jedenfalls sehr selten, wenn sie auch nicht ganz fehlen. Südlich von dieser Grenz-Zone sind Nummulitenfunde bisher nur auf die Entfernung von ungefähr 3—4 Kilometer bekannt, es sind dies die von Sękowa, Siary, Ropa, Strzylawka, Pasierbiec. Mir liegt Material nur von Ropa und Pasierbiec vor. In dem Gestein von Ropa sind Lithothamnien noch nachweisbar, sie treten aber als gesteinsbildender Bestandtheil an Bedeutung schon sehr zurück und noch mehr ist dies bei dem Vorkommen von Pasierbiec der Fall. Noch weiter südlich sind bisher keine derartigen Funde gemacht worden; erst in der Nähe der südlichen Klippenlinie trifft man wieder weitere Nummuliten-Vorkommnisse an.

Nördlich von der erwähnten Grenzzone sind aus der unteren Abtheilung des Alttertiärs überhaupt noch keine Nummuliten bekannt

[1]) Vgl. Verhandl. geolog. R.-A. 1884, pag. 318.

geworden. Nur in den Diluvialbildungen von Brzesnica bei Bochnia [1]) fand ich zusammen mit nordischen Geschieben und karpathischem Localschotter, also auf secundärer Lagerstätte, Brocken von Lithothamnien- und Nummuliten-Sandstein. Leider lässt es sich nicht entscheiden, ob die betreffenden Stücke aus der Grenzzone herrühren oder von einem bisher unbekannten Vorkommen im subkarpathischen Hügelland. Wenn nun auch die Angaben über das Vorkommen nummulitenführender Gesteine noch recht dürftig sind, so scheint sich doch schon jetzt zu ergeben, dass die lithothamnien-, bryozoën- und nummulitenreichen Einlagerungen hauptsächlich die Grenzzone bevorzugen und darin mächtiger und häufiger entwickelt sind, als nördlich und südlich davon.

Die Thone und Schiefer, welche die Nummulitengesteine begleiten, wurden von zwei Localitäten auf Foraminiferenführung hin untersucht, von Cieklin und von Wola lużanska, doch ohne Ergebniss.

Ich gehe nun zur Besprechung der Fauna über. Von Wola lużanska konnten folgende Formen bestimmt werden.

Foraminiferen.

Bigenerina capreolus Orb., s. [2])
Gaudryina cf. Reussi Hantk., s.
Lagena globosa Mont. var. major, s.
Nodosaria (Dentalina) aff. filiformis Orb., s.
Nodosaria sp. ind., s.
Cristellaria rotulata Lam., s.
„ *limbata Bornem.*, s.
„ *alato-limbata Gümb.*, s.
„ *radiata Bornem.*, s.
Truncatulina Dutemplei Orb., s.
„ *Wüllerstorfi Schwag.*, s.
„ *ariminensis Orb.*, s.
„ *grosserugosa Gümb.*, s. h.
„ *cristata Gümb.*, h.
„ *sublobatula Gümb.*, s.
„ *n. sp. aff. coronata Park & Jon.*, s.
„ *n. sp. aff. humilis Brady*, s.
Discorbina pusilla n. sp., z. h.
„ *pl. sp. ind.*
Rupertia stabilis Wall., s.
„ *incrassata n. sp.*, z. h.
Carpenteria cf. proteiformis Goës, s.
„ *lithothamnica n. sp.*, s.
Pulvinulina bimammata Gümb., s. h.
„ *rotula Kaufm.*, s. h.
„ *concentrica Park. & Jon.*, h.
Rotalia lithothamnica n. sp., h.
Gypsina globulus Reuss., s. h.

[1]) Verhandlung geol. R.-A. 1884, pag. 336.
[2]) s. selten, h. häufig, s. h. sehr häufig, z. h. ziemlich häufig.

Amphistegina sp. ind.
Operculina complanata var. granulosa Leym., h.
„ *sublaevis Gümb.* (?), s.
Heterostegina reticulata Rütim., s. h.
„ *carpatica n. sp.*, z. h.
„ *aff. ruida Schwag.*, s.
Orbitoides papyracea Boub., h.
„ *dispansa Sow.*, z. h.
„ *nummulitica Gümb.*, s. h.
„ *stellata d'Arch.*, s. h.
„ *stella Gümb.*, h.
Nummulites Boucheri de la Harpe, s. h.
„ *semicostata Kaufm.*, s. h.
„ *Tchihatcheffi d'Arch. & H.*, z. h.
„ *Budensis Hantk.* (?), z. h.

Bryozoën.

Defrancia sp., s.
Hornera sp.
Idmonea pl. sp. (gemein).
Ceriopora sp.
Membranipora sp.
Lepralia sp.
Eschara sp.
Batopora sp. (selten).

Brachiopoden.

Terebratulina aff. striatula Sow., s.
„ *sp. ind.*, s.
„ *sp. ind.*, s.
„ *n. sp. ind.*, *aff. parva Matyasz.*, s.
Argiope decollata Chemn., z. h.
„ *nummulitica n. sp.*, s.
Cistella cf. Neapolitana Scacchi, s.
Thecidium mediterraneum Risso, h.
Cidariden, Crinoiden (kleine Fragmente).
Asteriastäfelchen.
Ostracoden.
Spuren von Bivalven (*Pecten sp. Ostrea sp.*)
Haifischzähne.

Das Gestein von Wola lużanska enthält durchschnittlich etwa 20—25 Procent Sand, hie und da auch etwas Thon; es ist wenigstens in manchen Partien nicht so fest, wie in den anderen Localitäten. Von den organischen Bestandtheilen wiegen Lithothamnien vor, Bryozoën und Foraminiferen sind ungefähr gleich stark vertreten.

Cieklin: *Nummulites Boucheri de la H.*
„ *semicostata Kaufm.*
Orbitoides stellata d'Arch.
„ *nummulitica Gümb.*

Das Gestein von Cieklin enthält grosse Flasern von *Lithothamnium nummuliticum*, wenig, aber ziemlich grosse Sandkörner, recht zahlreiche Nummuliten und Orbitoiden und wenig kleinere Foraminiferen, Bryozoën ziemlich selten, aussen zeigt es ähnliche braune Verwitterungskrusten, wie das von Rajbrot; seine Zusammensetzung erinnert am meisten an das Gestein von Rajbrot, mit dem es sehr viel Aehnlichkeit besitzt.

Szalowa: *Nummulites Tchihatcheffi d'Arch. & H.*
„ *Boucheri de la H.*
„ *semicostata Kaufm.*
Orbitoides nummulitica Gümb.
„ *stellata d'Arch.*
„ *stella Gümb.* (?)
Heterostegina reticulata Rütim.

Das Gestein besteht bald aus grossen Fetzen von *Lithothamnium* und enthält dann auch sehr grobe Sandkörner, bald ist es feinkörniger. Der Sandgehalt kann bis zu 50 Procent steigen; kleinere Foraminiferen ziemlich häufig, Bryozoën seltener.

Kobylanka: (?) *Nummulites Boucheri de la H.* (Durchschnitt)
„ *semicostata Kaufm.*
Orbitoides sp.
Pulvinulina rotula Kaufm.
Truncatulina sp.
Textilaria sp.

Das Gestein ist reich an Lithothamnien und Bryozoën und kleinen Foraminiferen, die grossen Formen sind selten, Sandkörner klein, Sandgehalt bis 25 Procent. Hie und da bemerkt man kleine Glaukonitkörnchen.

Biala: *Nummulites semicostata* oder *Boucheri.*
Orbitoides sp.
Rotalia sp.

Kleine Flocken von Lithothamnien und vorherrschend kleine Sandkörner, deren Menge ungefähr zwischen 20 und 30 Procent schwankt, setzen das Gestein vorwiegend zusammen. Daneben erscheinen hauptsächlich kleine Foraminiferen und Bryozoën; Orbitoiden und Nummuliten scheinen sehr selten zu sein.

Michalczowa: *Nummulites Boucheri de la H.*
„ *semicostata Kaufm.*
Orbitoides stellata d'Arch.
Pulvinulina bimammata Gümb.

Das Gestein enthält ungefähr 20—30 Procent Sand und ebenso viel Bryozoën und Foraminiferen, der Rest entfällt auf Lithothamnien.

Rajbrot: *Nummulites Boucheri de la H.*
„ *semicostata Kaufm.*
Orbitoides stellata d'Arch.
Orbitoides nummulitica Gümb.
Tinoporus sp. ?
Pulvinulina bimammata Gümb.

Fast die Hälfte des Gesteins besteht aus ziemlich groben Sandkörnern. Unter den organischen Bestandtheilen wiegen Orbitoiden vor, Bryozoën und Lithothamnien sind gleich stark vertreten, Nummuliten und andere Foraminiferen sind seltener, aber doch recht häufig. Das Gestein ist auf frischem Bruche hell gefärbt, verwittert erscheint es dunkelbraun, mit einer dünnen Manganrinde überzogen. Es enthält zuweilen längliche Einschlüsse einer manganhältigen Substanz. Der Erhaltungszustand der Foraminiferen ist ein trefflicher, doch müssen sie meist in Schliffen studirt werden.

Prüft man die voranstehenden Listen auf die Brauchbarkeit der einzelnen Formengruppen zum Zwecke der geologischen Altersbestimmung, so zeigt es sich bald, dass der grösste Theil derselben hiezu kaum in Betracht kommen kann. So zunächst die gesammten niederen Foraminiferen, von denen es wohl als erwiesen und ziemlich allgemein angenommen gelten kann, dass sie als überaus langlebige Typen für stratigraphische Untersuchungen fast werthlos sind, wenn sie auch zur Kennzeichnung der Facies sehr viel beitragen. In dem hier vorliegenden Falle würden übrigens die niederen Foraminiferen, wenn man sie zum Ausgangspunkt der Altersbestimmung wählen würde, zu einem noch überraschend richtigen Ergebniss führen. Der Grund hievon beruht wohl, wie weiter unten auseinandergesetzt werden wird, auf einem zufälligen Verhältniss und wir werden daher von den niederen Foraminiferen vorläufig ganz absehen. Aehnlich verhält es sich leider auch mit den Bryozoën. Wir wissen durch die Arbeiten von Reuss, Busk, Manzoni, Smith u. A., dass viele Bryozoënarten mehrere Stufen einer Formation, ja selbst mehrere Formationen, z. B. Kreideformation und Tertiär gänzlich unverändert überdauern. Was im Besonderen die alttertiären Bryozoën anbelangt, so haben namentlich die zahlreichen Arbeiten von Reuss gezeigt, wie wenig Bedeutung dieser Thiergruppe bei der Unterscheidung von Stufen zugeschrieben werden darf.

Da bei der vorliegenden Arbeit hauptsächlich stratigraphische Zwecke verfolgt wurden, und in dieser Hinsicht von einer eingehenden Bearbeitung der Bryozoën nicht viel zu erwarten stand, wurden von den zahlreichen Bryozoën von Wola lużanska nur die häufigen und gut erhaltenen Formen und auch die nur generisch bestimmt.

Eine besondere Bearbeitung der Bryozoën als Gegenstand rein paläontologischen Interesses schien ebenfalls bei dem dürftigen Erhaltungszustand des karpathischen Materials und dem Umstande, dass noch so zahlreiche grosse und gut erhaltene Bryozoënfaunen des Alttertiärs der Bearbeitung harren, nicht angezeigt, und es erscheinen daher die Bryozoën in dieser Arbeit wenig berücksichtigt.

Eine grössere Bedeutung, wie die Bryozoën, dürfen die Brachiopoden beanspruchen. Aber auch diese können nur in zweiter Linie in Betracht gezogen werden, da sie, wie wir sehen werden, ebenfalls langlebige, aus mehreren Horizonten bekannte Typen darstellen.

Wir sind demnach für den Zweck der Altersbestimmung hauptsächlich auf die Nummuliten und Orbitoiden angewiesen. Man geht im Allgemeinen von der Anschauung aus, dass die Nummuliten für die Unterscheidung von Stufen innerhalb des Alttertiärs verlässliche Handhaben darbieten. Da indessen auch die Nummuliten zu den Typen

von niederem Bauplan gehören und man also berechtigt ist, ihnen bei Altersfragen von vorne herein mit einigem Misstrauen zu begegnen, dürfte es vielleicht nicht überflüssig sein, zu untersuchen, in wie weit man sich durch das Auftreten der Nummuliten im Mediterrangebiete veranlasst sehen kann, sie als „Leitfossilien" anzusehen.

D'Archiac und Haime haben bekanntlich in ihrer grundlegenden Monographie die Wahrnehmung niederlegt, dass sich in den niederen Pyrenäen fünf durch verschiedene Nummuliten gekennzeichnete Niveau's unterscheiden lassen. Beobachtungen, die ein ähnliches Verhalten der Nummuliten bestätigten, wurden nachher in anderen Gebieten mehrfach wiederholt, aber wohl nirgends in so eingehender Weise, wie in Mittelungarn. Hier wurde im Ofener und Graner Gebiete, wie im Bakony und in Siebenbürgen durch die Arbeiten mehrerer Geologen, namentlich Hantken[1]) und Hofmann[2]), Boeckh[3]), Koch[4]) u. A. festgestellt, dass die einzelnen Niveau's in der That durch bestimmte Nummuliten gekennzeichnet werden. Es wird diesbezüglich genügen, auf die wichtigsten einschlägigen Arbeiten der genannten Verfasser, sowie auf die Zusammenstellung hinzuweisen, welche de la Harpe[5]) in seiner vorzüglichen Monographie der Schweizer Nummuliten veröffentlicht hat.

Es ergibt sich indessen bei näherer Betrachtung, dass eine feiner durchgeführte Gliederung mit Hilfe von Nummuliten nur für einen räumlich beschränkten Bezirk Giltigkeit beanspruchen kann. Geht man über den Rahmen desselben hinaus, so verlieren die betreffenden Formen ihre Bedeutung, sie erscheinen durch andere ersetzt, oder es tritt eine andere Gruppirung von Arten ein. Schon de la Harpe bemerkt (l. c. pag. 70), dass die Species, die in Ungarn verschiedene Schichten bezeichnen, in anderen Gegenden vereinigt vorkommen. Das Auftreten der Nummuliten im Graner Gebirge stimmt nicht in allen Details mit dem im Ofener Gebiete[6]) und dasselbe gilt vom Bakony und von Siebenbürgen, wenn auch mehrere wichtige gemeinsame Grundzüge vorhanden sind. Nur in einer

---

[1]) Die geolog. Verhältnisse des Graner Braunkohlengebietes. Mittheil. a. d. Jahrb. d. kg. ung. geol. Anst. I. Bd 1872. — Der Ofner Mergel. Ebendaselbst, II. Bd., pag. 207. Die Kohlenflötze i. d. Ländern der ungar. Krone. Budapest 1879. Die alttertiären Bildungen der Umgegend von Ofen. Földtani Közlöny, 1880, X., pag. 78. — Die Mittheilungen der Herren Hébert und Munier Chalmas über die ungar. alttertiären Bildungen. Hunfalvy's lit. Berichte aus Ungarn. III., pag. 687, 1879. — Neue Daten zur geol. u. pal. Kenntniss d. südl. Bakony. Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. III, 1879.

[2]) Die geolog. Verhältnisse d. Ofen-Kovacsier Gebirges. — Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt, I. Bd. — Ueber einige altert. Bildungen in der Umgebung von Ofen. Földtani Közlöny 1880, pag. 319. Berichte über die geol. Aufnahmen im östl. Theile des Szilágyer Comitats, im nordwestsiebenbürg. Grenzgebirge, im südöstl. Th. d. Szatmarer Comitats. Földtani Közlöny, IX., 1879, pag. 231, XI., 1881, 317, XIII. 1883, pag. 103.

[3]) Die geolog. Verhältnisse des südl Theiles des Bakony. Mitth. aus d. Jahrb. d. kgl. ungar. geol. Anst., III. Bd., 1879.

[4]) Berichte über die Aufnahmen im Klausenburger Randgebirge. Földtani Közlöny, XIII., 1883, pag. 117, XIV, 1884, pag. 368. — Umgebungen von Kolosvár (Klausenburg), Erläut. zur geolog. Specialkarte der Länder der ung. Krone, 1885.

[5]) Étude des nummulites de la Suisse. Abhandl. der Schweiz. paläontolog. Gesellschaft, Vol. VII, 1880, pag. 68—77.

[6]) Vgl. Hantken, Die Mittheilungen der Herrn Hébert und Munier Chalmas über die ungarischen alttertiären Bildungen. Hunfalvy's literarische Berichte aus Ungarn, III., 1879, pag. 712.

Beziehung stimmen alle Angaben vollkommen überein. Die hochentwickelten, grossen, genetzten und die punktirten Nummuliten, sowie die Assilinen treten fast ausschliesslich im unteren und namentlich im mittleren Eocän auf. Schon das Obereocän, die Bartonstufe, enthält nur mehr einen grossen Nummuliten, den *N. complanata*, daneben weitaus vorwiegend nur kleine glatte Nummuliten von niederer Organisation, und noch mehr ist dies im unteren Oligocän der Fall, wo die Nummuliten so unscheinbar sind, dass sie erst in unserer Zeit, namentlich durch die Bemühungen von Hantken und de la Harpe einige, wenn auch noch nicht genügende Würdigung erfahren haben. Schon d'Archiac und Haime kamen zu diesem Ergebnisse, indem sie die grossen, hoch entwickelten Arten ins Mitteleocän stellten und den kleinen, niederen Species *N. intermedia, vasca, garansensis* etc. ihre Stellung im oberen Eocän zuweisen. Diese Vertheilung der Nummuliten hat nachher in allen Ländern, wo genauere Studien getrieben wurden und wo eine Controle des Auftretens der niederen Organismen durch die hoch organisirten Mollusken etc. möglich war, vollauf ihre Bestätigung gefunden, in Ungarn ebenso, wie in Südfrankreich, im Vicentinischen und in den bayerischen Alpen.

Verfolgen wir die Entwicklung der Nummuliten über das Eocän hinaus, so finden wir, dass ihre Vertretung im Miocän und Pliocän eine überaus spärliche ist, und die vorhandenen Formen demselben niederen Typus angehören, wie die oligocänen. Was vollends in der Jetztwelt an Nummuliten vorkommt, ist ebenfalls ein sehr kümmerlicher Ueberrest derselben Gruppe *(Nummulites Cumingi, radiata Carp.)*. Unter diesen Verhältnissen wird es äusserst wahrscheinlich, dass diese eigenthümliche geologische Verbreitung der Nummuliten keineswegs in irgendwelchen schwer zu beurtheilenden und zu erkennenden Zufälligkeiten, wie Mangel einer günstigen Facies u. dgl., ihren Grund hat, sondern als der Ausdruck eines gesetzmässigen Verhältnisses zu betrachten ist. Im Mitteleocän haben die Nummuliten sehr rasch den Höhepunkt ihrer Ausbildung erreicht; schon im Obereocän sehen wir sie in rückschreitender Entwicklung begriffen, welche im Oligocän um sich greift und bis zur Jetztzeit anhält. Dieser Ansicht hat bereits Carpenter[1]) gehuldigt und sie hat wohl ziemlich allgemein Zustimmung erfahren.

Schliesst man sich dieser Anschauung, als einer durch sichergestellte Beobachtungen hinlänglich gestützten, an, so wird man keinen Anstand nehmen, Nummuliten in dem hier skizzirten Umfange zur Altersbestimmung heranzuziehen, auch wenn eine Controle durch höhere Organismen nicht möglich ist.

Auch die Orbitoiden können hier bis zu einem gewissen, wenn auch viel geringeren Grade in Betracht kommen. Es sind zwar dieselben Arten, welche sowohl im Mittel- wie im Obereocän und im Oligocän vorkommen; sie sind aber im Allgemeinen in den älteren Eocänstufen weniger stark entwickelt, als im obersten Eocän und im Oligocän. Die relative Vertretung derselben kann demnach auch, wenigstens in zweiter Linie, in Rücksicht gezogen werden. Nachdem nun im vorliegenden Falle in keiner Oertlichkeit auch nur eine Spur der grossen,

[1]) Introduction to the study of Foraminifera. London 1862, pag. 276.

genetzten und punktirten Nummuliten zu erkennen ist, sondern stets nur kleine, unscheinbare, einfach gebaute Formen in grosser Menge vorkommen, dürfte die Vertretung des Mitteleocäns wohl als ausgeschlossen zu betrachten sein. Es kann sich also nur um Obereocän (Barton-Stufe) und Oligocän handeln. Die nachgewiesenen Nummuliten sind folgende:

Nummulites Tchihatcheffi d'Arch. Eine kleine bis mittelgrosse, einfach gebaute, mit auffallend grosser Centralkammer versehene Art, die d'Archiac von mehreren Localitäten (Vicentinisches, Klausenburg, Krim, Thracien) citirt; seine Niveau-Angaben sind jedoch ungenau. Mit grosser Genauigkeit wurde dagegen das Auftreten dieses Nummuliten in Mittel-Ungarn und in Siebenbürgen verfolgt, wo ihn alle Geologen als Leitform für das Obereocän (Barton-Stufe) betrachten. Hier hat er sowohl im Graner Gebiet, wie im Bakony, und in Siebenbürgen im Obereocän sein Hauptlager und ist dafür so charakteristisch, dass er direct zur Bezeichnung der Schichtgruppe (Tchihatcheffi-Schichten) verwendet wurde. Wie Hantken[1]) gezeigt hat, taucht er allerdings schon früher, im Mitteleocän auf, allein dieses erste Auftreten in Begleitung alteocäner Arten ist ein ganz sporadisches.

Nummulites Boucheri de la Harpe, ein kleiner, sehr einfach gebauter Nummulit aus der Verwandtschaft des recenten *Nummulites Cumingi*, welcher für das unterste Oligocän und die Grenzschichten zwischen Obereocän und Oligocän bezeichnend ist. Er kommt im Ofner Mergel und den Bryozoënschichten, die in der Ofner Gegend an der Grenze von Eocän und Oligocän entwickelt sind, vor; er erscheint ferner nach Koch[2]) und Vutskits im Obereocän (Intermedia-Schichten) des Klausenburger Gebietes und wird endlich von de la Harpe von vielen Localitäten Südfrankreichs angegeben, die demselben oder einem sehr nahestehenden Niveau angehören (Biarritz, Gaas und Lourquen [Landes], Allons, Entrevaux [Basses-Alpes]).

Nummulites semicostata Kaufm. ist eine mit *N. Boucheri* sehr nahe verwandte Form. Sie wurde zuerst aufgefunden in einer dem ligurischen Flysch des Pilatusgebirges angehörigen Kalklage. Manche Citate von *N. Lamarcki*, *Guettardi, variolaria* u. a. aus oligocänen Schichten dürften vielleicht auf diese Art zu beziehen sein.

Nummulites Budensis ist eine kleine zierliche Form, die von Hantken zuerst aus dem oligocänen Ofner Mergel beschrieben und später von de la Harpe[3]) in einem ungefähr gleichen Niveau in den Basses-Alpes, in Biarritz und am Mte. Brione bei Riva wiedergefunden wurde.

Die vorhandenen Nummuliten sind demnach solche, die entweder ausschliesslich im Obereocän und Unteroligocän vorkommen oder daselbst mindestens ihr Hauptlager besitzen. Es sind durchwegs kleine, unscheinbare Formen von einfachem Bau, ohne Körnelung und ohne netzartige Entwicklung der Scheidewände. Jede Spur echt eocäner Arten fehlt und es dürfte danach die Vertretung von Mitteleocän in Wola lużanska und den anderen Localitäten von der Hand zu weisen sein und wir

[1]) Mitth. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anstalt. III, 1879, pag. 350.
[2]) Földtani Közlöny. 1884, pag. 375.
[3]) Mém. Soc. paléont. Suisse. X, 1883, pag. 164.

müssen annehmen, dass wir es hier entweder mit Obereocän oder Unteroligocän zu thun haben.

Dieses Ergebniss wird insoferne auch von den Orbitoiden bestätigt, als die bisherigen Untersuchungen gezeigt haben, dass die kleinen Formen an der Grenze von Eocän und Oligocän ihre Hauptentwicklung erreichen und diese sind es ja, die in der vorliegenden Fauna nach Arten- und Individuenzahl gut vertreten sind.

Die nachgewiesenen Brachiopoden gehören theils neuen, theils bereits bekannten Arten an; die letzteren sind, wenn man die nur annäherungsweise bestimmten Formen ausser Acht lässt:

Argiope decollata Chemn.
Cistella cf. Neapolitana Scacc.
Thecidium mediterraneum Risso.

Diese drei Species sind in der Jetztwelt ziemlich verbreitet und finden sich auch recht häufig in pliocänen, viel seltener in miocänen Ablagerungen vor. Zwei von ihnen: *Argiope decollata* und *Thecidium mediterraneum*, reichen sogar in's Alttertiär, treten aber, so viel man bis jetzt weiss, nur in der oberen Partie desselben im Oligocän und an der Grenze von Eocän und Oligocän auf [1]); im echten Eocän sind diese Arten bis jetzt nicht mit Sicherheit bekannt. Die dritte Species: *Cistella cf. Neapolitana* [2]), hat man nur bis in's Miocän verfolgt. Allerdings darf nicht übersehen werden, dass die kleinen Brachiopoden des Eocäns bisher noch nicht die gehörige Würdigung erfahren haben, da man sich bei Angaben in den Fossillisten häufig auf die generische Bestimmung beschränkt und genauere paläontologische Untersuchungen in den meisten Fällen unterlassen hat. Selbst wenn sich indessen auch erweisen sollte, dass einzelne dieser Typen auch in alteocäne Schichten zurückgehen, dürfte eine solche Vereinigung von Arten, die ihre Hauptverbreitung im jüngeren Tertiär und in der Jetztwelt finden, eher für oligocänes, denn eocänes Alter der betreffenden Ablagerung sprechen. Man ist daher wohl berechtigt zu sagen, dass die Brachiopoden dem Resultat, das die Nummuliten ergeben haben, nicht nur nicht widersprechen, sondern geeignet sind, dasselbe zu unterstützen.

Die Bryozoën, die sich für engere Altersbestimmungen schon längst als unmassgeblich erwiesen haben, gehören in Wola lużanska Gattungen an (*Idmonea, Hornera, Membranipora, Lepralia, Eschara*), die gerade in Eocän- und Oligocän-Ablagerungen zu den verbreitetsten und gewöhnlichsten gehören. [3])

Zieht man endlich auch noch die kleineren, niedriger organisirten Foraminiferen in Betracht, so ergibt sich zunächst, dass eine nicht unbeträchtliche Uebereinstimmung zwischen der Fauna von Wola lużanska und der Eocänfauna aus den bayrischen Nordalpen besteht, die an Gümbel einen so hervorragenden Bearbeiter gefunden hat. Gerade

[1]) Ueber das geologische Auftreten dieser Arten siehe namentlich Davidson, On italian tertiary Brachiopoda. Geolog. Magazine, VII. Bd., 1870; über ihre Verbreitung in der Jetztwelt: Report on the Challenger Brachiopoda von Davidson.

[2]) Vergl. die Artbeschreibung bezüglich der Bestimmung.

[3]) Vergl. Zittel, Handbuch d. Paläontologie. I, pag. 640.

diejenigen Arten, die in Wola lużanska häufig sind und daher als besonders bezeichnend gelten können, finden sich nebst einigen selteneren auch im bayrischen Eocän vor und gehören theilweise auch da zu den häufigen Arten, wie:

Truncatulina grosserugosa Gümb.
" *cristata Gümb.*
" *sublobatula Gümb.*
Pulvinulina bimammata Gümb.
" *rotula Kauf. (campanella Gümb.)*
Gypsina globulus Reuss.[1]
Bigenerina capreolus Orb. (Venilina Gümb.)
Cristellaria alato-limbata Gümb.
Operculina complanata var. granulosa
" *sublaevis Gümb. (?)*
Heterostegina reticulata Rütim.
Orbitoides papyracea Boub.
" *dispansa Sow.*
" *nummulitica Gümb.*
" *stellata d'Arch.*
" *stella Gümb.*

Während jedoch diese Formen in Wola lużanska begleitet werden von den genannten kleinen jüngeren Nummuliten, erscheinen sie in den bayerischen Nordalpen im Gefolge echt eocäner grosser, hochorganisirter Typen, so dass die Uebereinstimmung der niederen Foraminiferen weniger auf das geologische Alter, als hauptsächlich auf die völlige Gleichheit der Faciesverhältnisse, die noch weiter unten besprochen werden sollen, zurückzuführen ist.

Vergleicht man dagegen die niederen Foraminiferen von Wola lużanska mit der Eocänfauna des Pariser Beckens, die jüngst von Terquem[2]) monographisch dargestellt wurde, so ergeben sich, trotz der grossen Menge der aus dem Pariser Becken beschriebenen Formen, nur geringfügige Beziehungen; als gemeinsame Arten kann man nach dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse nur:

Lagena globosa Mont.
Pulvinulina bimammata Gümb.
" *rotula Kaufm.*
Rotalia lithothamnica n. sp. (?)

anführen. Die Zahl dieser Arten ist so gering, dass sie ziemlich weit zurücksteht gegen die Menge von Formen, die die karpathische Alttertiärfauna mit der recenten gemeinsam hat. Diese letzteren sind nämlich folgende:

Lagena globosa Mont.
Bigenerina capreolus Orb.
Cristellaria rotulata Lam.
" *limbata Bornem. (?)*

---

[1]) Nach Exemplaren aus der Münchener paläontologischen Staatssammlung.
[2]) Mém. Soc. géol. France, Paris, III. Sér., II. Bd., 1881—82.

Truncatulina Dutemplei Orb.
" *Wüllerstorfi Schwag.*
" *ariminensis Orb.*
" *grosserugosa Gümb.* (?)
" *cristata Gümb.* (?)
" *aff. coronata* (?)
Rupertia stabilis Wall.
Carpenteria cf. proteiformis Goës.
Pulvinulina concentrica Park. et Jon.
Gypsina globulus Reuss.
Operculina complanata, var. granulosa Leym.

So sicher demnach die vorliegende kleine Nummulitenfauna, unterstützt von den Orbitoiden und Brachiopoden, mitteleocänes Alter ausschliesst, so schwer lässt sich dennoch entscheiden, ob man eine Vertretung von oberem Eocän oder unterem Oligocän anzunehmen habe. Vielleicht wird es möglich sein, dieser Frage durch den Vergleich mit gut bekannten Eocängebieten näher zu treten.

In der Ofener Gegend folgen nach Hofmann und Hantken (l. c.) auf das reich entwickelte Mitteleocän von unten nach oben nachbenannte Bildungen:

Priabona-Stufe (Barton-Stufe)	1. Der sogenannte Ofener Nummulitenkalk (unterer Orbitoidenhorizont),
	2. der Bryozoënmergel (oberer Orbitoidenhorizont);
Unter-Oligocän (ligurische Stufe)	3. der Ofener Mergel,
	4. der Kleinzeller Tegel.

Der Nummulitenkalk ist ein fester hellgelblicher Kalkstein, an dessen Zusammensetzung hauptsächlich Nummuliten, Orbitoiden und Lithothamnien betheiligt sind. Er enthält nach Hofmann von höheren Foraminiferen:

Operculina ammonea Leym.
Orbitoides papyracea Boub.
" *ephippium Schl.*
Nummulites intermedia d'Arch.
" *Fichteli Micht.*

In der Graner Gegend und im Bakony ist diese Stufe, welche dem unteren Bartonien und der unteren Partie der Priabonaschichten gleichgestellt wird, ganz ähnlich entwickelt, nur treten hier andere Nummuliten hervor, wie namentlich *Nummulites Tchihatcheffi d'Arch.* und seltener *Num. complanata Sow.* und *Num. striata Orb.* In diesen Schichten, die nach dem bezeichnendsten und häufigsten Nummuliten von v. Hantken Tchihatcheffi-Schichten genannt wurden, sind auch hier Orbitoiden und Lithothamnien reichlich entwickelt.

Im Klausenburger Randgebirge liegt in diesem Horizonte ebenfalls ein nummulitenführender kalkreicher Mergel, die Intermedia-Schichten mit:

Nummul. intermedia d'Arch.
" *Fichteli d'Arch.*
" *vasca Joly et Leym.*
" *Boucheri de la Harp.*
" *Bouillei de la Harp.*
" *Koch i Vutskits.*

In allen den genannten Gegenden geht diese Stufe nach oben über in ein mehr mergeliges Gestein, das durch ausserordentlichen Reichthum an Bryozoën, Orbitoiden und auch Lithothamnien hervorragend ausgezeichnet ist. Die ungarischen Geologen, mit Ausnahme Hantken's, betrachten diese bryozoënreiche Bildung wohl mit Recht als Aequivalent der oberen Partie der Priabona-Schichten, des oberen Bartoniens und legen darüber die Grenze zwischen Eocän und Oligocän. In der Ofener Gegend ist dieses Glied, der Bryozoënmergel, von Hofmann und Hantken ausführlich beschrieben worden Neben zahlreichen Operculinen, Heterosteginen und besonders Orbitoiden spielt unter den höheren Foraminiferen namentlich jene kleine Nummulitenart eine hervorragende Rolle, welche früher als *Num. planulata Orb. (Hofm.)* und *N. striata Orb. var. (Hantk.)* aufgeführt, von de la Harpe als neu erkannt und unter dem Namen *N. Boucheri* beschrieben wurde.

N. Boucheri findet sich schon im Tchihatcheffi- und Intermedia-horizonte angedeutet, ihr Hauptlager aber hat die Art erst im Bryozoënmergel und in dem darauffolgenden untersten Oligocän. Ebenso treten in der Klausenburger Gegend über den Intermedia-Schichten die Bryozoënschichten auf und das Gleiche gilt auch im Bakonygebiet.

Die Bryozoënschichten von Ofen gehen allmälig über in den sogenannten Ofener Mergel, der als die Basis des Oligocäns zu betrachten ist. Die Fauna des Ofener Mergels stimmt mit der der Bryozoën-Schichten nahe überein. Von Nummuliten kommen nach Hantken vor:

Nummulites Boucheri de la Harpe
„ *budensis Hantk.*
„ *Madaraszi Hantk.*

Daneben erscheinen zahlreiche Orbitoiden, Operculinen und Heterosteginen. Durch Ueberhandnehmen thonigen Materials geht der Ofener Mergel allmälig unter gleichzeitigem Ausbleiben der höheren Foraminiferen und der Lithothamnien in den Kleinzeller Tegel über.

Der directe Vergleich zeigt nun, dass zwischen den zu untersuchenden westgalizischen Bildungen und den Bryozoënschichten sammt dem Ofener Mergel entschieden die grösste Uebereinstimmung vorhanden ist. *Nummulites Boucheri* und *Budensis*, die leitenden Nummulitenformen, sind identisch, in beiden Fällen herrschen daneben dieselben Arten von Orbitoiden, Bryozoën und Lithothamnien.

Auch das Vorkommen der kleineren Brachiopoden erhöht die Aehnlichkeit. Das Auftreten des *Num. Tchihatcheffi* in Wola lużanska und Szalowa deutet freilich auf den etwas tieferen Tchihatcheffi-Horizont, doch ist nicht zu übersehen, dass die genannte Art in verhältnissmässig wenig Exemplaren und nur an zwei Stellen gefunden wurde, während *Num. Boucheri* und namentlich der nahe verwandte *N. semicostata* ausserordentlich häufig ist und in allen Localitäten vorkommt.

Auch die Orbitoiden verdienen eine gewisse Beachtung, es fehlen nämlich die grossen schweren Formen fast ganz und nur kleinere zarte Arten sind es, die uns hier entgegentreten. Dieselbe Erscheinung beobachtet man nach Hofmann [1]) in Ungarn, wo die Ofener Nummulitenkalkstufe

[1]) Altert. Bildungen der Umgebung von Ofen, l. c. pag. 347.

(unterer Orbitoiden-Horizont) das Hauptlager der grossen schweren Formen bildet, während der Ofener Mergel durch kleine zierliche Formen ausgezeichnet ist. Es gewinnt danach den Anschein, als hätten wir in der Kalksandsteinbank von Wola lużanska, Szalowa etc. ein Aequivalent nur der Oberregion der Priabonastufe und der untersten Partie des Oligocäns zu erblicken.

Wie in Ungarn, so sehen wir auch in vielen anderen, besser gekannten Gegenden des Mediterrangebietes an der Grenze zwischen oberstem Eocän und Oligocän einen Horizont auftreten, der durch das starke Vorherrschen von Orbitoiden und Bryozoën besonders gekennzeichnet erscheint.

Diese Thatsache hat schon Ch. Mayer-Eymar [1]) als eine sehr merkwürdige hervorgehoben und deren Constanz besonders betont. Man kann die Bryozoën- und Orbitoidenmergel in der That sowohl in den südfranzösischen, wie in den Schweizer Alpen (Ralligstöcke), in Bayonne und Pau, im Vicentinischen und im Mte. Baldo-Gebiete an der Grenze von Eocän und Oligocän, allenthalben in derselben Entwicklung verfolgen. Auch dieser Umstand trägt gewiss dazu bei, um der hier vorgenommenen Altersbestimmung das Wort zu reden.

Eine sehr grosse Uebereinstimmung nicht nur in Bezug auf die Fauna, sondern auch hinsichtlich des geologischen Auftretens zeigt das Vorkommen von Wola lużanska etc. mit gewissen Kalkbänken, die in der tiefsten Partie des Flysches des Pilatusgebietes eingebettet sind und die beachtet und näher beschrieben zu haben das Verdienst Kaufmann's [2]) ist Ueber den sogenannten oberen Quarzsandsteinen, die nicht selten Hohlräume von ausgewitterten kleinen Nummuliten enthalten und als Aequivalent des obersten Eocäns angesehen werden, folgt die Flyschbildung mit grauen Mergelschiefern und Sandsteinen, welche bei Wängenalp riffartig vortretende Einlagerungen kalkiger Schichten führen. Die tiefere Einlagerung besteht aus 6—7 Schichten zu 1 Fuss Mächtigkeit, die höhere (Localität „Gschwänd") aus einem 2 Fuss mächtigen Lager. Das Gestein ist hauptsächlich aus kalkigen, schalenartig zusammengesetzten Concretionen gebildet und enthält überaus zahlreiche kleine Versteinerungen, welche mit denen von Wola lużanska zum Theil auffallend übereinstimmen. Kaufmann [3]) hat später dieselben Bildungen auch im Flysch des Rigi-Zuges (Rigian) verfolgt. Die Fauna besteht nach Kaufmann zunächst aus zwei Nummuliten, die unter den Namen *N. Guettardi d'Arch. et Haime* und *N. aff. Molli d'Arch.* aufgezählt werden, sodann aus folgenden weiteren Arten, welche ich unter den hier angenommenen Namen anführe:

Nummulites semicostata Kaufm. sp. (Amphistegina Kaufm.)
Heterostegina reticulata Rütim. (H. helvetica Kaufm.)

---

[1]) Paläontologie der Pariser Stufe von Einsiedeln. Beiträge zur geolog. Karte d. Schweiz. Bd. 14, 1877, pag. 13. Vergl. die Tabelle zu pag. 10.

[2]) Der Pilatus, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, pag. 36, 115—117.

[3]) Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz. Bd. XI, pag. 161—163.

Orbitoides nummulitica Gümb.
„ *stellata d'Arch.*
„ *radians d'Arch.*
Pulvinulina rotula Kaufm. sp. (Hemistegina Kaufm.)
„ *bimammata Gümb. (Hemistegina Kaufm.)*

Mit Ausnahme des *Orbitoides radians* gehören alle diese Arten zu den häufigsten und bezeichnendsten der Fauna von Wola lużanska und gerade diese Arten sind es, die auch in den anderen westgalizischen Fundorten nachgewiesen wurden. *Num. Guettardi* und *aff. Molli* sind kleine Nummuliten, die vielleicht eine andere Bestimmung erfahren dürften, wenn man sie auf Grund des gegenwärtigen vorgeschritteneren Standes der Nummulitenkunde untersuchen würde. Die Uebereinstimmung wäre noch grösser, wenn sich erweisen liesse, dass die kalkigen, schaligen Concretionen, die die Hauptmasse des Gesteins bilden, Lithothamnien sind. Vor Gümbel's wichtiger Arbeit über die Nulliporen wurden die Lithothamnien, wenn sie nicht in vollkommen erhaltenen Exemplaren vorlagen, fast immer verkannt und als Concretionen angesprochen; es ist sehr wahrscheinlich, dass das auch hier der Fall ist. Ich glaube daher mit einigem Recht auf die grosse Aehnlichkeit der westgalizischen Vorkommnisse mit denen aus dem Pilatus- und Rigigebiete hinweisen zu dürfen; sowohl das colonienartige Auftreten im untersten Flysch, als auch die Fauna bedingen den hohen Grad der Uebereinstimmung der genannten Bildungen.

Das Ergebnis, zu dem wir hier bezüglich der organogenen Einlagerungen in der unteren Abtheilung des westgalizischen Alttertiärs gelangt sind, dass sie nämlich der ligurischen Stufe Mayer's und wahrscheinlich auch der oberen Partie der Bartonstufe entsprechen, steht mit Allem, was man sonst in geologischer Beziehung über das westgalizische Alttertiär weiss, in vollkommenem Einklange. Wie ich schon an anderen Orten hervorgehoben habe [1]), sind sowohl die untere, wie die obere Abtheilung des Alttertiärs durch Einlagerungen von Menilitschiefern ausgezeichnet, die zuweilen auf ziemlich weite Strecken hin anhalten, ebenso oft aber oder noch häufiger sehr rasch wieder auskeilen. Da man wohl berechtigt ist, die Menilitschiefer mit oligocänem Alter in Verbindung zu bringen, muss man schon deshalb mindestens für die obere Partie der unteren Abtheilung des westgalizischen Alttertiärs oligocänes Alter zugeben. Damit stimmt nun das Ergebnis der Untersuchung der Fauna von Wola lużanska etc. gut überein. Für die obere Abtheilung des westgalizischen Alttertiärs, die massigen Magurasandsteine, die Ciężkowicer und Kugelsandsteine mit Orbitoiden und Lithothamnien und die schiefrigen Bonarówka-Schichten ergibt sich darnach ein tongrisch-aquitanisches Alter. Es könnte noch die Vermuthung ausgesprochen werden, dass man vielleicht in den alleruntersten, fossilfreien Schichten des Alttertiärs, die noch unter den fossilreichen kalkigen Einlagerungen gelegen sind, eine Vertretung des Mitteleocäns zu suchen habe. Diese Vermuthung ist bei dem Umstande nicht ausgeschlossen,

[1]) Verhandl. geol. R.-A., 1885, pag. 35.

als die betreffenden Schichten kein besonders unterscheidbares, dem Alttertiär angehöriges Liegendes aufzuweisen haben. Da die Lösung dieser Frage nur unter eingehender Mitberücksichtigung der geologischen Verhältnisse der Karpathen angebahnt werden kann und eine derartige Erörterung zu weit vom eigentlichen Gegenstande dieses Aufsatzes ablenken würde, gehe ich hier nicht darauf ein, und behalte mir deren Besprechung für eine geologische Arbeit über die westgalizischen Karpathen vor. Der Vollständigkeit wegen erwähne ich nur, dass alle beobachtbaren Verhältnisse gegen eine derartige Vertretung des echten Eocäns sprechen.

Wir gelangen daher in Westgalizien zu denselben Anschauungen über das Alter gewisser Flyschbildungen, wie sie seit Studer's, Suess', Escher's, Gümbel's und vieler Anderer Arbeiten für grosse Theile des Mediterrangebietes längst die herrschenden geworden sind. In den Ostkarpathen liegen dagegen die Verhältnisse nach den Darlegungen der Autoren anders [1]), indem daselbst auch älteres Eocän in Flyschfacies vertreten ist. [2])

Vielleicht noch bessere Anhaltspunkte, wie für die Altersbestimmung, bieten unsere organogenen Kalke für die Kennzeichnung der Faciesverhältnisse und die Bestimmung der Meerestiefe, in welcher die Bildung der sandigen Kalke stattgefunden hat. Die Hauptmasse des Gesteins bilden, wie schon erwähnt, Bruchstücke von *Lithothamnium nummuliticum*. Von den Lithothamnien wissen wir, dass sie in der Jetztwelt die seichten Strandregionen der gemässigten, tropischen und arktischen Meere bewohnen und daselbst oft weithin ausgedehnte üppig wuchernde Rasen bilden. Sie bevorzugen in ausgesprochener Weise die Littoralzone. Etwas ähnliches gilt von den kleinen Brachiopoden. Die in Wola lużanska vorkommenden Arten sind zum Theil mit noch jetzt lebenden identisch, zum Theil stehen sie solchen sehr nahe und gestatten daher ein ziemlich sicheres Urtheil über ihre Lebensverhältnisse. Die kleinen Argiopen, die zu den bezeichnendsten Formen von Wola lużanska gehören, bevorzugen in den heutigen Meeren namentlich die Nulliporengründe und leben daselbst in Tiefen zwischen 15—100 Faden [3]), in noch grösseren Tiefen erscheinen sie nur ganz vereinzelt. In den Miocänbildungen, die bekanntlich ziemlich brachiopodenarm sind, kennt man Argiopen namentlich aus Nulliporenkalken; erst vor wenigen Jahren wurde eine kleine Argiopenfauna aus dem Leithakalk des Baranyer Comitates in Ungarn von J. Matyasovszky [4]) beschrieben, die dies aufs Neue bestätigt.

Nach Davidson [5]) lebt *Argiope decollata* in der Tiefe zwischen 18 und 364 Faden, *Cistella cistellula* zwischen 20 und

---

[1]) Vergl. Verhandl. geol. R.-A., 1885, pag. 45.

[2]) Es wird vielleicht nicht überflüssig sein, zu betonen, dass ich den Ausdruck „Flysch" nur im Sinne einer Facies und nicht in dem einer Etage angewendet wissen möchte.

[3]) Vergl. Suess, Wohnsitze d. Brachiopoden, Sitzungsbericht. k. Akademie, Wien, 37. Bd., 1859, pag. 212—216, 240.

[4]) Térmeszetrajzi füzetek. Naturhistorische Hefte (Mittheil. aus dem ung. National-Museum), Bd. II, 1880, pag. 245.

[5]) Report on the Brachiopoda of the Challenger-Expedition vol. I., pag. 12, 21, 22, 23.

45 Faden, *Cistella neapolitana* zwischen 30 und 130 Faden, *Thecidium mediterraneum* zwischen 30 und 300, *Terebratulina caput serpentis* zwischen 0 und 1180 Faden, wobei aber nicht ausseracht zu lassen ist, dass alle diese Formen ihr Hauptverbreitungsgebiet in der Littoralregion besitzen und nur ausnahmsweise in den grösseren Tiefen vorkommen, die hier genannt sind.

Man könnte demnach den Kalksandstein von Wola lużanska etc. als eine Bildung betrachten, die ungefähr in derselben geringen Meerestiefe zu Stande gekommen ist, wie der miocäne Leithakalk. Dieser Annahme scheint nur die starke Vertretung der Bryozoën zu widersprechen. In der Gegenwart gedeihen die Bryozoën sowohl in grossen Tiefen, wie in Littoralbildungen. In den letzteren herrschen incrustirende Bryozoën vor, während die ersteren namentlich von den, ästige Stämmchen bildenden Formen bewohnt werden. [1]) In Wola lużanska kommen nun beiderlei Bryozoënformen vor. Fuchs zählt l. c. pag. 522 Ablagerungen, die reich sind an ästigen, zarten Moosthierchen, an kleinen Brachiopoden, wie Thecideen, Argiopen, Megerleen, unter die Tiefseebildungen und bezieht hierher die Priabona-Schichten, die mit den Bildungen von Wola lużanska so viel Uebereinstimmung zeigen. Da nun überdies Beispiele vom Vorkommen von Nulliporengrus, Bryozoën, Brachiopoden selbst in Tiefen von mehr als 70 Faden bekannt sind [2]), so könnte man denn, darauf gestützt, den littoralen Charakter unserer Ablagerung wohl in Zweifel ziehen.

Da jedoch dagegen wieder hervorzuheben ist, dass Nulliporenrasen mit einer reichen Bryozoënfauna auch bis zu 50 Meter unter den Meeresspiegel heraufreichen können [3]), ist auf Grund dieser Thatsachen allein ein sicheres Urtheil nicht möglich.

In dieser Beziehung vermögen aber die Foraminiferen jede Unsicherheit zu beseitigen und die Entscheidung zu unterstützen. Wir vermissen unter den Foraminiferen von Wola lużanska fast durchgehends alle die zartschaligen, feinen Dentalinen, Nodosarien, Cristellarien, Polymorphinen, Uvigerinen, Globigerinen, ferner die kieselig-sandigen Foraminiferen, welche für Ablagerungen aus grossen Tiefen so bezeichnend sind. Es sind davon nur kümmerliche Andeutungen vorhanden. Unter den zahllosen Foraminiferenschälchen, die ich von Wola lużanska untersuchen konnte, fanden sich nur zwei Arten von kieselig-sandigen Foraminiferen, eine *Bigenerina* in zwei Exemplaren, eine *Gaudryina* in einem Stück, ferner eine *Dentalina* in zwei Bruchstücken, eine *Nodosaria (?)* in einer losgelösten Kammer, vier Arten von Cristellarien in nur 18 Exemplaren. Dabei ist jedoch zu bemerken, dass grosse Cristellarien, wie sie in Wola lużanska vorkommen, sich auch in Littoralbildungen vorfinden können. Fast alle übrigen Foraminiferen, von denen sehr viele in sehr zahlreichen Exemplaren nachgewiesen wurden, gehören ausgesprochen littoralen Typen an, wie die Heterosteginen, Operculinen, Carpenterien, Gypsinen, Discorbinen, Truncatulinen, Rotalien, Gattungen, die zum grössten Theile auch für den miocänen Leithakalk als

[1]) Vergl. Th. Fuchs, „Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten". Neues Jahrbuch, Beilageband II, 1883, pag. 504.

[2]) Fuchs, l. c. pag. 495.

[3]) Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch. 1885, pag. 231.

bezeichnend gelten.[1]) *Operculina complanata* (*var. granulosa*) lebt nach Brady (Challenger-Report, pag. 744) in der Littoralzone bis 30 oder 40 Faden Tiefe, die Gattung *Heterostegina* bewohnt ebenfalls die Littoralregion und das Gleiche gilt von den Gattungen *Carpenteria* und *Gypsina* (l. c. pag. 746, 717, 677). *Rotalia papillosa*, die der *Rotalia lithothamnica* unserer Fauna sehr nahe steht, ist in der Jetztwelt eine typisch und ausschliesslich littorale Form (Brady, l. c. pag. 708). Die einzige Gattung, die man vorwiegend in Tiefseebildungen antrifft, ist *Pulvinulina;* die eine von den drei in Wola lużanska vertretenen Arten gehört jedoch nach Parker, Jones[2]) und Brady[3]) in die Gruppe der *P. repanda*, die einzige Gruppe unter den Pulvinulinen, die entschieden littorale, zwischen 10 und 100 Faden Tiefe vorkommende Typen enthält. Die beiden anderen Pulvinulinenarten zeichnen sich durch ein grosses, schweres Gehäuse aus, bilden eine eigene, in der Jetztwelt noch nicht bekannte Gruppe und gehören jedenfalls nicht zu den Pulvinulinen mit pelagischem Charakter.

Ein Theil der Foraminiferen von Wola lużanska zeichnete sich durch festsitzende Lebensweise aus *(Rupertia, Carpenteria, Truncatulina)*, ein anderer sehr beträchtlicher Theil durch verhältnissmässige Grösse, Dickschaligkeit und Schwere des Gehäuses und secundäre lamellare Verdickung des Spiralblattes. Man wird vielleicht nicht fehlgehen, wenn man dies dem Einflusse der littoralen Lebensweise der betreffenden Formen zuschreibt oder darin mindestens den Ausdruck der littoralen Facies erblickt. Jedenfalls ist man berechtigt, die Foraminiferenfauna von Wola lużanska als eine typisch littorale anzusprechen.

Berücksichtigt man den ausgesprochen littoralen Charakter der Foraminiferenfauna und die gleichzeitig ziemlich starke Entwicklung der Bryozoën, so dürfte der Schluss gerechtfertigt erscheinen, dass sich die organogene Ablagerung von Wola lużanska etc. in keiner geringeren als 25, in keiner grösseren als 60 Faden Tiefe gebildet haben könne. Einige Beachtung verdient der Umstand, dass die höchst entwickelten unter den Foraminiferen von Wola lużanska, soweit sie in der Jetztwelt durch ähnliche oder identische Arten vertreten sind, zu den Bewohnern der tropischen oder subtropischen Gegenden gehören. So bilden *Operculina* und *Heterostegina* in der Jetztwelt ausgesprochen tropische Typen, ebenso sind *Carpenteria* und *Gypsina* fast ausschliesslich tropisch, während der recente *Nummulites Cumingii*, der dem *N. Boucheri* so nahe steht, tropische oder subtropische Gegenden bewohnt. Nur *Rupertia stabilis* macht hiervon eine Ausnahme, da diese Art nach den bisherigen Erfahrungen in den Tropen noch nicht aufgefunden wurde und nur von 35° nördlich und südlich vom Gleicher an vorkommt. Die kleinen Brachiopoden dagegen, die unsere Fauna in hervorragender Weise auszeichnen, finden sich in der Jetztwelt vorwiegend in gemässigten Breiten, wie namentlich im Mediterrangebiete.

---

[1]) Vergl. F. Karrer, „Ueber das Auftreten der Foraminiferen in den marinen Uferbildungen des Wiener Beckens". Sitzungsberichte d. k. Akademie, 1864, 50. Band.
[2]) Philosophical Transact. 155. Bd., pag. 393.
[3]) Chall.-Rep., pag. 683.

Während der Flysch im Allgemeinen sehr arm an Thierresten ist, geben uns die untersuchten sandigen Kalke Kunde von einem reichen thierischen Kleinleben, das sich offenbar unter dem Schutze der Lithothamnienvegetation entwickelte. An einzelnen seichten, von Trübung und starker Sandzufuhr geschützten Stellen siedelten sich Lithothamnien an, neben welchen incrustirende und ästige Moosthierchen üppig gediehen. Diese Lithothamnien- und Bryozoëngründe wurden von vielen littoralen Foraminiferen, von denen einige eine festsitzende Lebensweise führten, bewohnt und wurden überdies belebt von mehreren höher organisirten Thiertypen, die aber merkwürdiger Weise stets nur durch zwerghafte Formen vertreten waren. Ziemlich häufig waren kleine Seeigel, von denen man kleine Täfelchen und zarte Radiolen vorfindet, schon seltener Crinoiden und kleine Asteroiden, deren Anwesenheit sich ebenfalls durch einzelne Glieder verräth. Kleine Krebschen und Ostracoden waren ebenfalls ziemlich häufig; dagegen scheinen beschalte Mollusken nicht gediehen zu sein, da sich nur verkümmerte Bruchstücke eines *Pecten* und einer Auster vorfanden. Ein wichtiges Glied der Fauna bildeten die kleinen Brachiopoden, welche nächst Bryozoën und Foraminiferen am zahlreichsten vertreten waren. Einige Selachierzähne beweisen das Vorhandensein von Fischen, aber auch diese Zähnchen sind viel kleiner, als man sie sonst anzutreffen gewohnt ist.

Es mussten da Lebensverhältnisse bestanden haben, die ausserordentlich an die Seeen des neapolitanischen Golfes erinnern, die kürzlich von J. Walther[1]) so anschaulich beschrieben wurden. Aus dem mit vulcanischem Schlamm bedeckten Grund des Golfes von Neapel erhebt sich der Boden an drei Stellen bis zu einer Höhe von 30 bis 70 Meter unter dem Wasserspiegel und besteht daselbst aus zahllosen Lithothamnien. Dieselben erscheinen begleitet von einer reichen Bryozoënfauna, neben welchen noch Echinodermen, Crustaceen, Coelenteraten und Mollusken vorkommen. Auf diesen submarinen Plateaus findet sich selten schlammiges Sediment vor; die überwiegende Menge besteht aus Lithothamnien und Bryozoën, dagegen scheinen Foraminiferen keine wesentliche Rolle zu spielen, wohl aber die Mollusken, die wiederum in Wola lużanska etc. sehr zurücktreten. Trotz dieser Verschiedenheiten besteht in den Hauptzügen eine so grosse Uebereinstimmung, dass die Analogie zwischen den Kalklagern im westgalizischen Alttertiär und den neapolitanischen Seeen entschieden hervorgehoben zu werden verdient.

Sowie die Lithothamnienrasen im Golf von Neapel nur stellenweise an den seichten Orten über das Schlammsediment die Oberhand gewinnen, so ist auch das Auftreten der Lithothamnien, Bryozoën und Nummuliten im galizischen Alttertiär ein colonienartiges. Da die Mächtigkeit der Bänke, welche die genannten Fossilien enthalten, nur gering ist und einen Meter selten übersteigt, scheint das reiche organische Leben, das an das Vorkommen der Lithothamnien geknüpft war, zu keiner dauernden Entwicklung gelangt zu sein; nach kurzem Bestande wurde es wahrscheinlich durch die überhandnehmende Trübung und Anhäufung mechanischen Sediments wieder verdrängt. Nicht an

[1]) Die gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfes von Neapel und die Entstehung structurloser Kalke. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1885, XXXVII. Bd., pag. 330.

allen Orten dürfte sich das organische Leben gleich reich entwickelt haben, wie in Wola lużanska, schon im benachbarten Szalowa ist das fossilführende Gestein etwas sandiger als in Wola und enthält auch weniger Fossilreste, und ähnlich verhält es sich in den anderen Localitäten.

Die Facies, die wir besprochen haben, war, wie schon erwähnt, zur Zeit des Ueberganges von Eocän zum Oligocän in Europa sehr verbreitet. Man kennt diese Facies aber auch aus älteren, wie aus jüngeren Epochen. Schon in paläozoischen Formationen kennt man bryozoënreiche Ablagerungen, doch sind deren Beziehungen zu den geologisch jüngeren ähnlichen Bildungen noch nicht genügend aufgehellt. In der Kreideformation scheint der Mastrichter Tuff eine nahestehende Ablagerung zu bilden, wenigstens herrschen daselbst Bryozoën, es kommen Lithothamnien vor (*Lithoth. mamillosum Gümb.*), unter den Foraminiferen [1]) sind namentlich Orbitoiden, Operculinen und Rotalien stark entwickelt und die kleinen Brachiopoden spielen ebenfalls eine wichtige Rolle. Im Mitteleocän kennt man in allen grösseren Eocängebieten Bildungen, die denen von Wola lużanska etc. der Facies nach genau entsprechen; es sei gestattet, einige davon hier zum Vergleiche herbeizuziehen. In erster Linie ist der sogenannte Granitmarmor der bayerischen Flyschzone [2]) zu erwähnen.

Es ist dies ein Kalkstein, der nach Gümbel vorherrschend aus Bruchstücken von *Lithothamnium nummuliticum* besteht, daneben einzelne Kieselkörner, Bryozoën und Foraminiferen, namentlich Nummuliten und Orbitoiden enthält und in Nummulitenkalk übergeht. Die Foraminiferenfauna des Granitmarmors und der ihn begleitenden Lithothamnienmergel hat, wie schon hervorgehoben, sehr viel Aehnlichkeit mit der von Wola lużanska, wie dies ja bei der völligen Uebereinstimmung der Faciesverhältnisse sehr natürlich ist, nur die Nummuliten gehören ganz verschiedenen Arten an.

Gümbel, welchem das Verdienst gebührt, zuerst die Wichtigkeit der Lithothamnien als Gesteinsbildner auch ausserhalb des jüngeren Tertiärs betont zu haben, hat bereits die grosse Verbreitung des *Lith. nummuliticum* im Mediterrangebiete nachgewiesen und die Vermuthung aufgestellt, dass sich diese Kalkalge dem Verbreitungsbezirke der Nummuliten von den Pyrenäen bis nach Ostasien anschliesse. Ferner wies er dem Granitmarmor eine ähnliche Entstehung am Meeresstrande zu, wie dem miocänen Leithakalk. [3])

Gümbel's Vermuthung hat sich seither vielfach bestätigt. So erwähnt Waters [4]), dass viele Nummulitenkalke Europas zum nicht geringen Theile aus Kalkalgen bestehen und beschreibt speciell die mikroskopische Zusammensetzung des Nummulitenkalkes der Diablerets, an welcher im wesentlichen Lithothamnienfragmente und Flocken, Bryozoën und Foraminiferen, namentlich Orbitoiden betheiligt sind, also genau so, wie beim Gestein von Wola lużanska etc.

---

[1]) Sitzungsber. d. kais. Akad. Wien, Bd. 44, pag. 304.

[2]) Gümbel, Geogn. Beschreibung d. bayr. Alpengeb. 1861, pag. 618. Id. Abhandl. d. bayr. Akademie. München 1874, XI. Bd., pag. 37.

[3]) Abhandl. d. bayrisch. Akademie, München, Bd. XI, pag. 38.

[4]) Quelques roches des Alpes vaudoises, Bulletin Soc. Vaudoise d. sc. natur. vol. XVI, Nr. 83, 1880, pag. 593.

Während der bayrische Granitmarmor und der Nummulitenkalk der Diablerets mit den Kalklagern im westgalizischen Flysch nur der Facies nach übereinstimmen, entsprechen die Bildungen, die in Ungarn an der Grenze zwischen Eocän und Oligocän auftreten, den galizischen sowohl in Bezug auf die Facies, als auch das geologische Alter. Von Hantken[1]) rühren diesbezüglich die genauesten Studien her. Auch hier bilden Lithothamnien, Bryozoën und Orbitoiden eine enge zusammengehörige Gemeinschaft. Eine Abweichung bedingt nur das Vorkommen gewisser stachelförmiger kieseliger Körper, die Hantken im Ofner Mergel vorfand und als Bestandtheile von Kieselspongien ansprach. Es ist dies deshalb merkwürdig, weil Kieselschwämme gewöhnlich auf eine grössere Meerestiefe hinweisen, als man sie für die Entstehung der Ofner Mergel anzunehmen geneigt sein dürfte; eine genaue Untersuchung der betreffenden kieseligen Körperchen wäre daher von grossem Interesse.

Auch in geologisch jüngeren Ablagerungen kehrt die Facies wieder, die uns hier beschäftigt. So beschreibt Seguenza[2]) aus dem Gebiete von Reggio aquitanische Schichten, in denen zahlreiche Bryozoën und Lithothamnien auftreten. In noch jüngeren Tertiärbildungen wurden ähnliche Facies wiederholt verfolgt und in der Jetztwelt können die Nulliporenrasen mit kleinen Brachiopoden oder die neapolitanischen „Seccen" als Vertreter dieser Facies betrachtet werden.

In rein paläontologischer Hinsicht hat die vorliegende Arbeit zu einigen unerwarteten, interessanten Ergebnissen geführt. Die beiden merkwürdigen Gattungen *Rupertia* und *Carpenteria*, die bisher nur aus den heutigen Meeren und nur in wenigen Arten bekannt waren, konnten in vier Arten fossil nachgewiesen werden. Die Untersuchung im Dünnschliffe vervollständigte unser Wissen über die Organisationsverhältnisse dieser Gattungen. Von Interesse war ferner die Untersuchung der *Pulvinulina bimammata Gümb.* und *rotula Kaufm.*, Formen, die eine eigene, noch wenig gekannte Pulvinulinengruppe bilden und mit der Gattung *Hemistegina Kaufm.* identisch sind, ferner die der *Gypsina globulus* und der *Truncatulina grosserugosa*. Auch die kleinen Brachiopoden verdienen die Beachtung des Paläontologen, leider war aber diesbezüglich mein Untersuchungsmaterial ziemlich dürftig.

Artenbeschreibung.

1. *Bigenerina capreolus Orb.*

Vulvulina capreolus Orbigny, 1826, Ann. Sc. Nat. vol. VII, pag. 264.
Schizophora Neugeboreni (?) *Reuss,* 1861, Sitzg. d. kg. böhm. Ges. d. Wiss. II., pag. 13.
Grammostomum capreolus Parker and Jones, 1863, Ann. Mag. Nat. Hist. var. 3, vol. XI, pag. 93.
Textilaria flabelliformis Gümbel, 1868, For. nordalp. Eoc. Taf. II, Fig. 83, pag. 647.

[1]) Die alttertiären Bildungen der Umgegend von Ofen, Földtani Közlöny, 1880, pag. 80. — Ueber die mikroskopische Zusammensetzung ungarländischer Kalk- und Hornsteine, Mathem. u. naturw. Berichte aus Ungarn. Bd. II, 1883—84, pag. 385.

[2]) Atti dell'Accad. dei Lincei 3. ser. VI. Bd., 1880, pag. 47.

Venilina haeringensis Gümbel, ibid. pag. 649, Taf. II, Fig. 84.
Schizophora haeringensis Hantken, 1872, *Clav. Szaboi*-Schicht., pag. 163, Taf. II, Fig. 17.
Bigenerina capreolus Brady, Chall.-Rep., pag. 372, Taf. 45, Fig. 1—4.
Schizophora haeringensis Hantken, *Clavulina Szaboi*-Schichten im Geb. d. Euganeen etc. Math.-naturw. Ber. aus Ungarn, II. Bd., 1884, pag. 131, 149, 159.

Von dieser Art liegen nur zwei gut erhaltene Exemplare vor, sie stimmen jedoch mit den zahlreichen trefflichen Darstellungen dieser bezeichnenden, leicht kenntlichen Art so gut überein, dass die Bestimmung als sicherstehend betrachtet werden kann. Die Form, welche Schlumberger[1]) als *Schizophora capreolus* abgebildet und ausführlich beschrieben hat, wurde nicht in die Synonymie einbezogen, da sie wahrscheinlich zu *Bigenerina pennatula Batsch*[2]) gehören dürfte.

Nach Brady (l. c.) ist diese Art gegenwärtig häufig im Nord-Atlantic, kommt aber auch im südlichen Atlantic und in der Adria vor. Im fossilen Zustande kennt man sie nach Gümbel aus dem Eocän der bayrischen Alpen und aus der Ablagerung von Häring, nach Hantken aus den *Clavulina Szaboi*-Schichten Ungarns und dem Alttertiär der Euganeen, der Meeralpen und der oberitalienischen Alpen, nach Rzehak[3]) aus dem Oligocän der Umgebung von Seelowitz in Mähren.

Fundort: Wola lużanska.

2. *Gaudryina cf. Reussi Hantk.*

Gaudryina Reussi Hantken, A kis-czelli telyag Foraminiferai, Taf. I, Fig. 2, pag. 83.
Gaudryina Reussi Hantken Clav. Szaboi-Sch., pag. 14, Taf. I, Fig. 5.

Ein Exemplar, bei welchem die Nähte der Anfangskammern nicht deutlich zu sehen sind, das aber sonst gut erhalten ist, stelle ich provisorisch zu der angezogenen Art aus dem ungarischen Unteroligocän, da es im Allgemeinen mit derselben in guter Uebereinstimmung steht. Eine endgiltige Feststellung der betreffenden Form könnte nur durch Zuhilfenahme von neuem Materiale erfolgen, das mir augenblicklich nicht zu Gebote steht. Die Form konnte bei der Seltenheit kieselig-sandiger Formen in der Fauna von Wola lużanska nicht gänzlich übergangen werden.

Fundort: Wola lużanska.

3. *Lagena globosa Mont. var. major.*

Die Synonymie bei Brady, Challenger-Report, pag. 452.

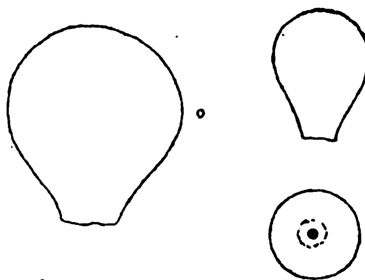
Aeussere Form dieser Varietät wie bei der typischen *Lagena globosa*. Ein Exemplar ist mehr länglich gestaltet, während zwei

[1]) Feuille d. jeun. Naturalistes, 1883, pag. 24, Taf. III, Fig. 4.
[2]) cf. Brady, Chall. Rep., pag. 373, Taf. 45, Fig. 5—8.
[3]) Verhandl. d. geol. Reichsanst., 1881, pag. 212.

andere fast kugelförmige Gehäuse besitzen und vollkommen der Form entsprechen, welche von Brady unter Taf. 56, Fig. 3 seines Werkes über die Challenger-Foraminiferen abgebildet wurde. Die rundliche Mündung sitzt auf einem kurzen Halse, ein innerer Mündungsschlauch ist nicht zu sehen. Aboralfläche gerundet. Oberfläche glatt, Schale sehr dick, fein und dicht punktirt.

Von den drei vorhandenen Exemplaren besitzt das grösste eine Länge von 0·7 Millimeter und eine Breite von 0·5 Millimeter, das kleinste eine Länge von 0·4 Millimeter, eine Breite von 0·3 Millimeter. Die karpathische Form erreicht demnach eine sehr bedeutende Grösse, wie sie bei der sonst winzigen *Lagena globosa* meines Wissens noch nicht beobachtet wurde. Es ergeben sich demnach für die Auffassung der beschriebenen Art zweierlei Möglichkeiten. Man kann sie entweder als eine neue Art betrachten, die durch die viel bedeutendere Grösse von *Lagena globosa* abweicht, oder man erblickt darin eine Varietät der genannten Art, die sich vielleicht unter dem Einflusse der eigenthümlichen Facies des Lithothamnienkalkes herausgebildet hat. Es ist sehr schwer, sich mit Bestimmtheit für die eine oder die andere Möglichkeit auszusprechen, da einerseits die Ansichten über die Bedeutung der Grösse als specifisches Merkmal noch sehr weit auseinandergehen und andererseits über den Einfluss der Facies auf die Gestaltung der Foraminiferen noch zu wenig Beobachtungen vorliegen. In der Fauna von Wola lużanska macht sich bei mehreren Arten eine so auffallende Verdickung des Gehäuses geltend, dass man geneigt sein möchte, dies den äusseren Einflüssen der Facies zuzuschreiben. Mich hat diese Erwägung, sowie der Umstand, dass nur sehr wenige Exemplare von verschiedener Grösse vorhanden sind, dazu bewogen, die beschriebene Form als Varietät an die *Lagena globosa* anzuschliessen. Sollten fernere Arbeiten die Selbstständigkeit derselben erweisen, dann kann ja der ertheilte Varietätenname „major“ mit specifischer Bedeutung angewendet werden.

Fig. 1.



Lagena globosa Mont. var. major.
Vergrössert und in nat. Grösse.

Lagena globosa ist nach Brady universell verbreitet und kommt in allen Meerestiefen vor. Fossil kennt man sie mit Sicherheit vom Oolith an.

Fundort: Wola lużanska.

4. *Nodosaria (Dentalina) aff. filiformis Orb.*

Synonymie bei Brady, Challenger-Rep., pag. 500.

Zwei Bruchstücke, die offenbar zu einer Art aus der Gruppe der *Dentalina filiformis Orb.* (*syn. elegans Orb.*) gehören. Da das Material sehr mangelhaft ist, lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob *Dent. filiformis* selbst vorliegt, was mir am wahrscheinlichsten

vorkommt, oder eine andere verwandte Art, wie etwa *Dent. gliricauda Gü.* oder *D. acuticauda Rss.*

Fundort: Wola lużanska.

5. *Nodosaria sp. ind.*

Liegt nur in einer losgelösten, rundlichen Kammer vor, so dass es unsicher ist, ob dieselbe zu *Nodosaria* im engeren Sinne oder zu *Dentalina* gehört. Die Oberfläche der Schale ist fein gestreift, wie bei *Dental. pungens Rss.* oder *Nodos. scalaris Batsch.* Bei der grossen Seltenheit der Nodosarien in der Fauna von Wola lużanska habe ich geglaubt, das Exemplar wenigstens erwähnen zu sollen, obwohl eine specifische Bestimmung ganz unthunlich ist.

Fundort: Wola lużanska.

Cristellaria Lam.

Das Cristellarienmaterial von Wola lużanska ist ein sehr spärliches, es liegen nur 18 Exemplare vor, welche sich auf vier Arten vertheilen. Die Stücke sind meistens ziemlich schlecht erhalten, sie sind häufig zerdrückt oder zerbrochen. Die nachgewiesenen Arten gehören dem Formenkreise der *Crist. rotulata Lam.* und den zwischen *Cr. rotulata* und *cultrata* in der Mitte stehenden Formen an. Im Vergleich zur Vertretung der Gattung *Cristellaria* in den meisten anderen foraminiferenführenden Ablagerungen muss das Vorkommen dieser Gattung in Wola lużanska ein kärgliches genannt werden.

6. *Cristellaria rotulata Lam.*

Synonymie bei Brady, Rep. Chall.-For., pag. 547.

Einige Exemplare, welche mit dem Typus gut übereinstimmen, vertreten diese weit verbreitete altbekannte Art. Fossil kennt man sie mit Sicherheit vom Lias an.

Fundort: Wola lużanska.

7. *Cristellaria limbata Bornem.*

Robulina limbata Bornemann, 1855, Mikrosk. Fauna des Septarienthones von Hermsdorf. Zeitschr. d. deutschen geol. Ges., VII., pag. 335, Taf. XV, Fig. 4, 5, 6.

Mehrere Exemplare (9) weichen von der typischen *Cr. rotulata* durch etwas schärfer gekielten Rand und geringere Dicke ab und dürften daher der angezogenen, von Bornemann aus dem Septarienthon beschriebenen Art völlig entsprechen. Die Abweichungen von *Cr. rotulata* sind zwar nur geringe, sie sind aber fassbar und man kann ihnen daher durch die Anwendung eines besonderen Namens gerecht werden. Reuss betrachtet die *Cr. limbata Born.* nur als eine Varietät der *Cr. inornata Orb.* einer Form, welche der *Crist. rotulata* ausserordentlich nahe steht[1]), während Brady[2]) einen Theil der von Bornemann

[1]) Foraminif. Anthoz. und Bryoz. d. deutsch. Septarienthones, Denkschr. d. kais. Akademie, XXV. Bd., 1865, pag. 144. Beitr. z. Kenntn. tert. For. Sitzungsber. k. Akad., Bd. 48, 1863, pag. 54.

[2]) Rep. Chall.-For., pag. 543.

als *Cr. limbata* beschriebenen Formen (l. c. Taf. XV, Fig. 4, 5, no. 6) zu *Cr. acutauricularis Ficht & Moll.* zieht. Zur endgiltigen Feststellung dieser Art würde reichlicheres und besser erhaltenes Material nothwendig sein, als mir vorliegt; ich kann mich nur auf die Bemerkung beschränken, dass die wenigen mir vorliegenden Stücke für die Selbstständigkeit der mit den Merkmalen von *Cr. limbata* ausgestatteten Form zu sprechen scheinen.

Fundort: Wola lužanska.

8. *Cristellaria alato-limbata Gümb.*

Robulina alato-limbata Gümbel, 1868, For. nordalp Eoc., pag. 641, Taf. I, Fig. 70.

Robulina arcuato-striata Hantken, Clavulina Szaboi-Sch., pag. 56, Taf. VII, Fig. 2.

Nur durch ein Exemplar vertreten, dessen Uebereinstimmung mit Gümbel's Darstellung eine befriedigende ist. Hantken's *R. arcuato-striata* dürfte von der Gümbel'schen Art kaum verschieden sein. Die erstere besitzt zwar eine gestrahlte Mündung, während die Abbildung der letzteren eine einfache runde Mündung erkennen lässt, doch liegt da offenbar bei *Cr. alato-limbata* nur ein Zeichenfehler vor, der nicht berücksichtigt werden kann.

Fundort: Wola lužanska.

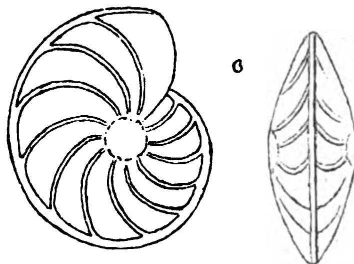
9. *Cristellaria radiata Bornem.* [1])

Robulina radiata Bornemann, 1855, Mikrosk. Fauna d. Septarienthones von Hermsdorf. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. VII, pag. 334, Taf. XV, Fig. 1.

Robulina radiata Reuss, 1863, Beitr. z. Kenntn. tert. Foraminif., Sitzungsber. k. Akad. Wien, 48. Bd., pag. 54, Taf. VI, Fig. 65.

Ich glaube ein Exemplar hierherstellen zu müssen, welches sich auf den ersten Blick von allen anderen Cristellarien von Wola lužanska als verschieden erkennen lässt. Es ist durch ein grosses, verhältnissmässig flaches Gehäuse (Durchmesser 1·5 Millimeter) ausgezeichnet, bei welchem im letzten Umgange 13 Kammern vorhanden sind, also etwas mehr, als Bornemann und Reuss angeben, von welchen der erstere 10, der letztere 12 Kammern in einem Umgange beobachtet hat. Die Scheidewände sind stark und regelmässig geschwungen und heben sich als weisse Streifen, welche die weisse flache Nabelscheibe mit dem ebenfalls weissen Rande verbinden, von der dunkleren Schalenmasse der Kammerwände schön ab, wie dies Bornemann von den norddeutschen Exemplaren beschreibt.

Fig. 2.



Cristellaria radiata. Bornem.
Vergrössert und in nat. Grösse.

[1]) Eine *Cr. radiata* wurde von Orbigny aufgestellt, da dieselbe jedoch mit *Cr. cultrata* identisch ist, so steht der Anwendung dieses Namens nichts im Wege.

Der kielartige Rand scheint bei den Formen von Reuss und Bornemann etwas schärfer gewesen zu sein, als bei der zu beschreibenden. Da in den wesentlichen Merkmalen Uebereinstimmung vorhanden ist, glaubte ich die Identification mit der Bornemann'schen Art vornehmen zu sollen. Gümbel (Nordalp. Eoc. pag. 640, Taf. II, Fig. 76) beschreibt eine ähnliche Form als *Rob. angustimargo Rss.*[1]), die sich bei allgemeiner Aehnlicheit durch einen schärferen Kiel auszeichnet. Seguenza führt diese Art aus dem Jungtertiär der Gegend von Reggio an.

Fundort: Wola lużanska.

Truncatulina Orb.

Die Gattung *Truncatulina* mit Einschluss der nahe verwandten Gattung *Anomalina Orb.* ist in der Fauna von Wola lużanska verhältnissmässig stark durch folgende Arten vertreten:

Truncatulina Dutemplei Orb.
„ *Wüllerstorfi Schwag.*
„ *ariminensis Orb.*
„ *grosserugosa Gümb.*
„ *cristata Gümb.*
„ *sublobatula Gümb.*
„ *n. sp. aff. coronata Park & Jon.*
„ *n. sp. aff. humilis Brady.*

Einzelne dieser Arten, wie *Tr. cristata, coronata, ariminensis, Wüllerstorfi* werden von den Autoren unter dem Gattungsnamen *Anomalina* geführt. Bekanntlich haben Parker, Jones und Carpenter gezeigt, dass die grobpunktirten Formen mit rotalinem Bau und mit canallosen Scheidewänden eine zusammengehörige Gruppe bilden, für die von den genannten Forschern der Name *Planorbulina* als generische Bezeichnung gewählt wurde. Innerhalb der weiten Gattung *Planorbulina* wurden als Untergattungen *Planorbulina* im engeren Sinne, *Truncatulina* und *Anomalina* aufgestellt. Die Untergattung *Planorbulina* im engeren Sinne entspricht einer kleinen Gruppe, die so wohl abgegrenzt und gut charakterisirt ist, dass über ihren Umfang nicht leicht ein Zweifel eintreten kann. Formenreicher sind die Untergattungen *Truncatulina* und *Anomalina.*

Die erstere umfasst die Formen mit unsymmetrischem Gehäuse, wo auf der einen Seite alle, auf der anderen nur der letzte Umgang sichtbar ist, während zu der letzteren jene Formen gerechnet werden, wo in Folge nicht umfassender Kammern auf beiden Seiten alle Umgänge sichtbar werden und daher der Unterschied zwischen den beiden Seiten des Gehäuses verschwindet. Reuss[2]) schliesst sich der Auffassung der englischen Forscher an und betont überdies, dass es nicht möglich sei, eine strenge Grenze zwischen *Anomalina* und *Truncatulina* zu ziehen. Brady vertritt ebenfalls diesen Standpunkt, bedient sich jedoch in praxi der Namen *Planorbulina, Anomalina* und *Truncatulina* als Gattungsnamen.

---

[1]) Gümbel schreibt wohl durch ein Versehen „*acutimargo*".
[2]) Paläontographica, Bd. 20, II, pag. 113, 114.

Geht man auf die Betrachtung der hier einschlägigen Formen näher ein, so ergibt sich zunächst, dass sich die Planorbulinen mit ihrem höchst eigenthümlichen, orbitolitenartigen Aufbau von den übrigen Formen weit entfernen, eine wohl abgegrenzte kleine Gruppe bilden und daher lieber ganz selbstständig gestellt werden sollten.

Die Truncatulinen und Anomalinen sind miteinander näher verwandt. Brady[1]) erwähnt, dass die Gattung *Anomalina* Typen enthalte, die von einander recht verschieden sind, wie die dick aufgeblähte *An. coronata* und die flache zierliche *An. ariminensis*. In der That kann wohl kaum ein Zweifel darüber bestehen, dass die *Anomalina cristata* und *coronata* den echten Truncatulinen der Gruppe der *Tr. grosserugosa* und *lobatula* äusserst nahe stehen und jedenfalls diesen viel näher, als z. B. der *Anomalina ariminensis*, die ihrerseits wieder ihre nächsten Verwandten bei *Truncatulina Wüllerstorfi* und nicht bei den dick aufgeblähten Anomalinen zu suchen hat. Wir sehen demnach bei der Gattung *Anomalina* in der Fassung, wie sie z. B. Brady in seinem Challengerwerke einhält, sehr heterogene Elemente vereinigt, die unter einander weniger Verwandtschaft haben, als mit verschiedenen Gruppen von Truncatulinen. Ausläufer verschiedener Formenreihen erscheinen bei der genannten Gattung in unnatürlicher Weise künstlich, unter einseitiger Berücksichtigung nur eines Merkmales zusammengeschweisst. Consequenter Weise kann man nur entweder alle selbstständigen Formenreihen mit eigenen Gattungsnamen versehen oder man muss alle gegenwärtig als *Truncatulina* und *Anomalina* geführten Formen unter einem gemeinsamen Namen vereinigen. Ganz abgesehen von theoretischen Erwägungen scheint es gegenwärtig rathsamer, das letztere Verfahren einzuhalten. Die Formenreihen und natürlichen Gruppen sind bei den Foraminiferen noch so wenig genau verfolgt, dass zunächst diese ordnende Thätigkeit eintreten muss, bevor Vortheile für ein natürliches System erwartet werden können. Ich habe daher vorgezogen, den Gattungsnamen *Anomalina* vorläufig fallen zu lassen und bezeichne alle einschlägigen Formen als *Truncatulina*.

Die von den englischen Forschern zur Umfassung des weiteren Gattungsbegriffes gewählte Bezeichnung *Planorbulina* scheint mir hierzu nicht die geeignete zu sein. Die Planorbulinen sind, wie schon erwähnt, eine so abgegrenzte, selbstständige Gruppe, die zu den Truncatulinen und Anomalinen so wenig enge Beziehungen hat, dass es überflüssig erscheint, sie damit zu vereinigen.

In der Richtung gegen *Planorbulina* begegnet die Abgrenzung der Truncatulinen keinerlei Schwierigkeiten, wohl aber ist die Grenze gegen gewisse Formen der Gattung *Discorbina* verwischt. So kann man z. B. bei der als neu beschriebenen *Discorbina pusilla* sehr im Zweifel sein, ob man sie bei dieser Gattung oder bei *Truncatulina* unterzubringen habe.

Die in Wola lużanska auftretenden Truncatulinen gehören verschiedenen Formengruppen an. Mit einander nahe verwandt sind:

---

[1]) Challenger-Report, pag. 672.

Truncatulina grosserugosa;
„ *cristata;*
„ *sublobatula;*
„ *n. sp. aff. coronata.*

Sie bilden mit *Tr. grosserugosa Brady (non Gümb.) granosa Hantk., scaranaensis Hant.*, eine kleine Gruppe, die sich an den Formenkreis der *Truncat. lobatula*, *refulgens Montf., tenuimargo Br., variabilis Orb.* anschliesst. Unter Vermittlung von *Tr. cristata* und *Tr. n. sp. aff. coronata* führt diese Gruppe hinüber zu *Truncat. coronata.*

Truncatulina Dutemplei bildet einen altbekannten Typus, an den ebenfalls zahlreiche Formen, wie *Tr. praecincta Karr.*, *propinqua Rss.*, *Haidingeri Orb.*, *pygmaea Hantk.*, *Robertsoniana Br.* u. v. a. anzureihen sind.

Truncatulina ariminensis und *Wüllerstorfi* dürften wohl auch als Angehörige eines und desselben Formenkreises zu betrachten sein, in welchen unter Anderem auch *Tr. Suessi Karr., compressa Hant.*, *costata Hantk.*, *multifaria Schwag.*, *formosa Seg.* einzuordnen sind.[1]) Dagegen stellt *Truncat. n. sp. aff. humilis* und *Trunct. humilis Br.* selbst einen ziemlich isolirten Typus dar.

In neuerer Zeit haben A. Franzenau[2]) und A. Andreae[3]) interessante Beiträge zur Kenntniss der mikroskopischen Beschaffenheit einzelner Truncatulinen geliefert. Der erstere hat gezeigt, dass die Scheidewände von *Truncat. Dutemplei* porenlos und nicht einfach sind, sondern aus einem inneren Blatt bestehen, welches eine directe Fortsetzung des Spiralblattes ist, und zweien, das innere Blatt beiderseits umgebenden Lamellen. Diese letzteren setzen sich auch auf das Spiralblatt fort, wo sie ebenfalls, wie das Spiralblatt selbst, grob durchbohrt sind, und kleiden den ganzen Innenraum der Kammern aus. Der letztere hat ebenfalls *Truncat. Dutemplei* untersucht und gelangt zu demselben Ergebniss, nimmt aber ausserdem noch an, dass das innere Blatt, die Fortsetzung des Spiralblattes selbst, wieder aus zwei Lamellen zusammengesetzt ist. Auf diesen Bau der Scheidewände begründet A. Franzenau die neue Gattung *Heterolepa* und A. Andreae die Gattung *Pseudotruncatulina.* Franzenau weist denselben Bau der Scheidewände auch bei *Truncat. grosserugosa* und *Tr. propinqua Rss.* und *Rotalia Girardana Reuss*[4]), einer feinporösen Art, nach und bemerkt, dass noch weitere Untersuchungen abgewartet werden müssen, bis man über die systematische Stellung der einzelnen Formen mit derartigen Scheidewänden ein Urtheil gewinnen könne.

Die Beobachtungen von Franzenau und Andreae bezüglich des lamellösen Baues der Scheidewände und der Auskleidung der Innenräume konnte ich bei *Truncat. grosserugosa* bestätigen. Denselben

---

[1]) *Discorbina concava Park. & Jon.* scheint auch hierher zu gehören.

[2]) Földtani Közlöny, 1884, pag. 297. Természetrajzi Füzetek (Naturhist. Hefte), VIII. Bd., 1884, pag. 214—217, Taf. V, ibidem, IX. Bd., 1885, pag. 151—153.

[3]) Beitrag zur Kenntniss des Elsässer Tertiärs, Abhandl. zur geol. Karte von Elsass-Lothringen, Strassburg 1884, pag. 121—123.

[4]) Von Brady mit *Rot. Soldanii Orb.* identificirt. Chall.-Rep., pag. 607.

Bau der Septa zeigten auch *Tr. cristata* und *Discorbina pusilla*, ferner *Rupertia incrassata* und *Carpenteria cf. proteiformis* und ganz ähnliche Verhältnisse waren auch bei *Gypsina globulus* zu beobachten. Die Frage, ob das mittlere Blatt einfach ist oder, wie Andreae will, aus zwei Lamellen besteht, scheint mir dabei ziemlich nebensächlich. Man findet bei demselben Exemplare schmälere Septa, die nur eine Trennungslinie im Inneren erkennen lassen und daneben dickere Septa, bei denen mehrere parallele Linien vorhanden sind, die auf einen mehrfach lamellären Bau der Scheidewand schliessen lassen (vergl. die Beschreibung und Abbildung von *Tr. grosserugosa*). Wichtig ist der Umstand, dass bei den Formen mit lamellös verdickten Septen und ausgekleideten Binnenräumen auch eine aussen erfolgende lamellöse Verdickung des Spiralblattes zu constatiren ist.

Es scheint, dass man diesen Bauverhältnissen der Scheidewände und des Spiralblattes keinen sehr hohen systematischen Werth beilegen kann. Man findet diesen lamellaren Aufbau bei verschiedenen Formenreihen von Truncatulinen, wie *Tr. grosserugosa, Tr. Dutemplei, propinqua*, man findet ihn bei *Discorbina pusilla*, bei einer feinporösen *Rotalia* und bei den genannten anderen Gattungen. Es ist, wie mir scheint, die lamellöse Verdickung der Septa als ein ähnlicher Vorgang aufzufassen, wie die Verdickung des Spiralblattes, wie man sie bei gewissen Pulvinulinen, oder die Verdickung der Schale überhaupt, wie man sie bei verschiedenen Gattungen von Globigeriniden bemerkt hat, bei denen die schweren Exemplare, die den Boden der Tiefsee bedecken, mit lamellösen Schalen versehen sind.[1]) Sowie man nun Exemplare von Globigerinen etc. mit lamellärer Schale von den unverdickten nicht einmal der Species nach trennt, so scheint mir auch der lamelläre Bau der Scheidewände kein Merkmal zu sein, auf welches hin eine generische Abtrennung und Neugruppirung vorgenommen werden könnte.

Jedenfalls müssten vorerst die Ergebnisse weiterer Untersuchungen abgewartet werden, bevor man über die systematische Bedeutung dieses Merkmals schlüssig werden könnte. Ich habe deshalb in der vorliegenden Arbeit die neuen Namen, die von Andreae und Franzenau aufgestellt wurden, nicht in Anwendung gebracht.

10. Truncatulina Dutemplei Orb.

Rotalina Dutemplei Orbigny, 1846, For. Wiener Beck. pag. 157, Taf. VIII, Fig. 19—21.
„ *affinis Czizek*, 1847, Haidinger's Nat.-Abh. II, pag. 144, Taf. XII, Fig. 36—38.
Truncatulina Dutemplei Reuss, 1866, Denkschr. k. Akad. Wien, XXV, pag. 160, Taf. IV, Fig. 16.
„ „ *Hantken*, 1875, Clav. Szaboi-Sch., Taf. VIII, Fig. 5, pag. 71.
„ „ *Brady*, Chall.-Rep. pag. 665, Taf. 95, Fig. 5.

[1]) Vergl. Brady's Challenger-Report, Taf. 81, Fig. 26, Taf 84, Fig. 5, 20. pag. 700.

Pseudotruncatulina Dutemplei Andreae, 1884, Beitr. z. Kenntn. d. Elsässer Tertiärs, Abhandl. zur geol. Karte v. Elsass-Lothringen, Bd. II, Heft III, pag. 213, Taf. VIII, Fig. 10.

Heterolepa simplex Franzenau, 1884, Heterolepa, eine neue Foraminiferengattung. Mitth. a. d. ung. Nat.-Museum, VIII, pag. 214, Taf. V.

Truncatulina Dutemplei Hantken, 1884, Clav. Szaboi-Schichten im Geb. d. Euganeen etc. Math.-nat. Berichte aus Ungarn, II. Bd., pag. 133, 150, 159.

Heterolepa „ *Franzenau*, Beitrag zur Kenntniss der Schalenstructur einiger Foraminiferen. Termeszejtrajzi Füzetek, IX, 1885, pag. 152, Taf. VII, Fig. 1.

Da diese Art schon häufig und sehr gut abgebildet wurde, erscheint es überflüssig, sie nochmals bildlich darzustellen, es wird genügen, hervorzuheben, dass die karpathische Form am besten mit Franzenau's *Heterolepa simplex* und Andreae's *Pseudotruncatulina Dutemplei* übereinstimmt. Diese sonst so gemeine und namentlich im Miocän weit verbreitete Art erscheint in Wola lużanska ziemlich selten, es konnten nur 7 Exemplare aufgefunden werden, welche kein genügendes Material zu mikroskopischen Studien darboten. Ueber die Gattungsbestimmung siehe die Einleitung zur Gattung *Truncatulina*.

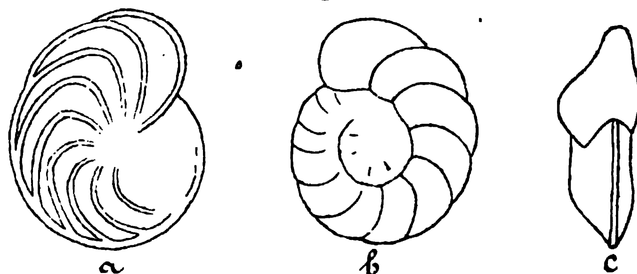
So häufig diese Art im Miocän auftritt, so selten scheint sie in der Jetztwelt zu sein. Brady (l. c.) erwähnt sie nur von zwei Stellen aus dem pacifischen und dem südatlantischen Ocean, und überdies in nicht ganz typischen Exemplaren. Im Oligocän ist sie ziemlich verbreitet, man kennt sie bisher aus dem norddeutschen, dem rheinischen und dem oberitalienischen Oligocän. Fundort: Wola lużanska.

11. *Truncatulina Wüllerstorfi Schwag.*

Anomalina Wüllerstorfi Schwager, Novara-Exped. Geol. Th., vol. II, pag. 258, Taf. VII, Fig. 105, 107.

Truncatulina Wüllerstorfi Brady, Chall.-Rep. Taf. 93, Fig. 8, 9, pag. 662.

Fig. 8.



Truncatulina Wüllerstorfi Schwag. Vergrössert und in nat. Grösse.

Diese schöne Art ist leider nur in einem Exemplar vorhanden, nachdem dasselbe aber, wie sich aus der Abbildung ergibt, sowohl

mit Schwager's, wie mit Brady's Darstellung in vollkommenem Einklang steht, kann die Bestimmung wohl als gesichert betrachtet werden. *Trunc. Wüllerstorfi* findet sich nach Brady im Tiefseeschlamm aller grossen Oceane. Schwager entdeckte sie ursprünglich im Pliocän von Kar Nikobar. Im Miocän und Oligocän wurden ähnliche, doch wie es scheint, nicht gänzlich übereinstimmende Arten entdeckt, so *Truncat. Suessi Karr.*, *Tr. compressa* und *costata Hantk.* Dagegen erscheint *Discorbina multifaria Schwager* aus den oberen Mokattam-Schichten von *Tr. Wüllerstorfi* specifisch kaum unterscheidbar zu sein.[1]) Durchmesser 0·5 Millimeter.

12. Truncatulina ariminensis Orb.

Synonymie bei Brady Chall.-Rep., pag. 674.

Ein Exemplar stimmt in Bezug auf die Formverhältnisse ganz trefflich mit *Tr. ariminensis Orb.* überein. Leider ist jedoch die Oberfläche nicht gut erhalten und die Punktirung nicht zu sehen, so dass die Bestimmung nicht ganz zweifellos ist.

Tr. ariminensis kennt man bereits von der oberen Kreide an.

Wola lużanska.

13. Truncatulina grosserugosa Gümb.

Taf. II, Fig. 16—21.

Truncatulina	*grosserugosa*	*Gümbel*, 1868, Foramin. Nordalp. Eoc. pag. 660, Taf. II, Fig. 104.
„	„	*Hantken*, 1875, Clav. Szaboi-Sch. pag. 74, Taf. IX, Fig. 6.
„	„	*Franzenau*, Természetrajzi Füzetek (Naturhistor. Hefte, IX. Bd., Budapest 1885, pag. 152, Taf. VII, Fig. 2).
non Anomalina	„	*Brady*, Chall.-Rep., Taf. 94, Fig. 4, 5.

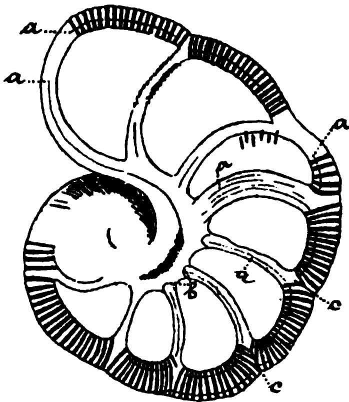
Umriss eiförmig, manchmal in ähnlicher Weise unregelmässig gestaltet, wie bei *Truncat. lobatula*. Nabelseite stark gewölbt, Spiralseite flach oder vertieft, zuweilen mehr oder minder windschief gekrümmt, je nach der Beschaffenheit der Unterlage, auf welcher das Exemplar festsass. Das rasch anwachsende Gehäuse besteht aus zwei Umgängen, einem inneren und einem äusseren. Der äussere besteht, wie man sich im Dünnschliff überzeugen kann, aus 9 bis 10 Kammern, der innere setzt sich aus der Anfangskammer und weiteren 6 bis 8 sich daran anschliessenden Kammern zusammen. Das Wachsthum ist ein derartiges, dass man auf der gewölbten Nabelseite der regelmässigeren Exemplare mit flacher Basis nur den äusseren Umgang sieht, auch auf der flachen Spiralseite ist der innere Umgang nur theilweise zu sehen. Bei den Exemplaren mit stark vertiefter und gekrümmter Spiralseite kommt auf der gewölbten Nabelseite auch ein Theil des inneren Umganges zum Vorschein. Die Scheidewände erscheinen aussen

[1]) C. Schwager, Foram. Eoc. lybisch. Wüste, Paläontographica 1883, pag. 121, Taf. XXVII, Fig. 10, Taf. XXIX, Fig. 17.

als wenig vertiefte, feine und schwach nach rückwärts gekrümmte Linien. Auf der gewölbten Nabelseite nimmt man in der Regel nur die 2—3, selten 4 letzten Scheidewände deutlich aus; ähnlich ist das Verhältniss auf der flachen Spiralseite, nur kommt es da vor, dass man zuweilen auch gar keine deutlichen Nähte sieht, zuweilen zwar nicht die Nähte der äussersten Kammern, wohl aber einzelne der vorhergehenden. Ausserdem sieht man auf der festgehefteten Spiralseite strichförmige oder gewundene, unregelmässige, schwache Eindrücke, welche wohl von den Verhältnissen der Unterlage bedingt sein dürften. Der kielartige Aussenrand ist bald deutlich zugeschärft, bald mehr gerundet.

Die Mündung liegt bei jüngeren Exemplaren in Form eines runden Spaltes, da, wo die Scheidewand mit dem Rand des Gehäuses zusammentritt, bei älteren Individuen zieht sie sich mehr auf die flache Spiralseite, so wie bei *Truncat. lobatula*. Die Schale ist dick und grob punktirt, nur die festsitzende Spiralseite ist mehr oder minder dicht und zeigt nur hie und da grobe Poren, offenbar in Folge der engen Anheftung an einen Fremdkörper. Ebenso sind die Scheidewände dicht.

Fig. 4.



Truncatulina grosserugosa Gümb.
Dünnschliff, vergrössert. Bei *b* schimmern die verdickten Mündungsränder der Septa durch. *c* Spalt, wohl erst beim Schleifen entstanden.

Im Dünnschliffe zeigen die Scheidewände jene eigenthümliche Beschaffenheit, welche von Franzenau und Andreae gleichzeitig bei *Truncat. Dutemplei* beschrieben wurde (vergl. die Gattungseinleitung). Vom Spiralblatt scheidet sich zunächst eine innere Lage durch eine feine Linie scharf ab, welche Linie in die Scheidewände übergeht (Fig. 4). Was von dieser Linie *a)* nach innen zu gelegen ist, ist als Auskleidung des Binnenraumes zu betrachten. Diese Auskleidung scheint eine ziemlich continuirliche zu sein und sich auf die ganze Kammer zu erstrecken. Auf der Columellar- (Innen-) Seite ist sie sehr kräftig, wie man dies bei Schliffen sehen kann, die das Gehäuse nahe der gewölbten Seite schneiden. Derjenige Theil der Scheidewände, welcher von der Linie *a* nach vorne zu gelegen ist, entspricht der Hauptsache nach der ursprünglichen, die Fortsetzung des Spiralblattes bildenden Scheidewand, einzelne Partien derselben mögen wohl auf die auskleidende Lamelle der nächstfolgenden Kammer zurückzuführen sein, es gelang mir aber nicht, eine scharfe Grenze zwischen dem Mittelblatt des Septums und der vorderen, das Septum bedeckenden Lamelle aufzufinden, wie sie Franzenau und Andreae mit grosser Regelmässigkeit verfolgen konnten. Bei dickeren Scheidewänden kann man in ausgezeichneter Weise einen mehrfach lamellaren Bau derselben beobachten. Eine besonders dicke Scheidewand zeigt deutlich mehrere feine parallele Linien, doch lässt es sich nicht erkennen, wie viel von der äusseren, vorderen Partie des Septums der eigentlichen Scheidewand als Fortsetzung des Spiralblattes zuzuschreiben ist

und wie viel auf die auskleidende Lamelle der nächstfolgenden Kammer entfällt. Der Umstand, dass sich die Begrenzung des Mittelblattes auf der inneren Seite des Septums und des Spiralblattes sehr scharf und regelmässig abhebt, auf der äusseren, vorderen Seite hingegen nicht regelmässig verfolgt werden kann, lässt darauf schliessen, dass die Kammerauskleidung auf dem Septum der vorhergehenden Kammer keine continuirliche war. Dafür spricht auch eine Beobachtung Andreae's (cf. l. c. pag. 123, Fig. 9 *c*).

Ausser der Verdickung des Gehäuses durch Anlage einer inneren Lamelle ist auch noch ein lamelläres Anwachsen des Spiralblattes auf der Aussenseite wahrnehmbar. Die verschiedenen Schichten verrathen sich oft schon durch die Färbung (Fig. 4, *c*) und heben sich bald mehr, bald minder deutlich ab. Die inneren Partien des Gehäuses sind auf diese Weise stärker verdickt als die äusseren; es sind deshalb auch die Nähte der Scheidewände nur bei den äussersten Kammern als schwach vertiefte Linien sichtbar, bei den mehr nach innen gelegenen Kammern sind sie durch die secundäre Schalenbildung ausgeglichen.

Die Grösse der *Tr. grosserugosa* ist eine verhältnissmässig bedeutende, der Durchmesser kann 2·6 Millimeter betragen, die Mehrzahl der Exemplare ist nur um ein Geringes kleiner. (Durchschnittliche Grösse 1·7—2 Millimeter.)

Bemerkungen. *Truncat. grosserugosa* wurde von Gümbel gleichzeitig mit zwei anderen verwandten Arten, *Tr. sublobatula* (l. c. Taf. II., Fig. 103) und *Truncat. cristata* (l. c. Taf. II., Fig. 105) aus dem nordalpinen Eocän beschrieben. Ich hatte Gelegenheit Exemplare aus den bayerischen Originalfundorten in der paläontologischen Staats-Sammlung in München zu sehen und überzeugte mich von ihrer vollständigen Identität mit den karpathischen Formen. Es musste also einer der Gümbel'schen Namen, entweder *Tr. sublobatula* oder *Tr. grosserugosa* für das letztere Vorkommen in Anwendung gebracht werden; *Tr. cristata* ist eine entferntere Form und konnte hier nicht in Frage kommen. Die mir vorliegenden karpathischen Exemplare zeigen nun Merkmale, die Gümbel zum Theil seiner *Tr. sublobatula*, zum Theil der *grosserugosa* zuschreibt. So lassen sie fast stets einen etwas schärferen Rand erkennen, als ihn nach Beschreibung und Abbildung die *Tr. grosserugosa* besitzen soll, manchmal einen fast ebenso stark zugeschärften Rand, wie er der *Tr. sublobatula* zugeschrieben wird. Dagegen stimmt die starke Wölbung der Nabelseite der *grosserugosa Gümbel's*, sowie die Undeutlichkeit der Nähte und die geringere Zahl der Kammern vollkommen mit den Verhältnissen unserer Form überein, während die *Tr. sublobatula* zahlreiche scharfe, tiefe Nähte aufweist, und zahlreichere Kammern (9—12) im äusseren Umgange, was bei unserer Species entschieden nicht der Fall ist.[1]) Dies sind für mich die haupt-

[1]) Die Abbildung der Nabelansicht von *Tr. grosserugosa* in Gümbel's trefflicher Monographie, Taf. II, Fig 104 b scheint nicht ganz richtig zu sein, da sie 7 sehr tiefe und deutliche Nähte zeigt, während Gümbel, pag. 660, schreibt: „Auf der Nabelseite sind nur die 2—3 letzten Kammern durch Einschnürungen gesondert zu erkennen." Also genau dasselbe Verhältniss, wie bei unserer Art, welches aber auf der Zeichnung Gümbel's nicht richtig dargestellt sein kann, wenn der Text richtig ist.

sächlichsten Gründe gewesen, die karpathische Form nicht mit *Tr. sublobatula*, sondern mit *Tr. grosserugosa* zu identificiren.

Wenn nun diese Bestimmung richtig ist, was sich freilich erst mit voller Sicherheit durch nochmalige Durchsicht des Gümbel'schen Originalmaterials ergeben kann, dann ist die Brady'sche Identification einer recenten, übrigens jedenfalls nahe verwandten Art aus dem pacifischen und atlantischen Ocean mit *Truncat. grosserugosa* unrichtig [1]), wie ein Blick auf die Abbildungen lehrt. *Anomalina grosserugosa Brady* hat durchaus tiefe und deutliche Nähte, und vollkommen gerundete Kammern, ohne zugeschärften Rand. Dagegen scheint die von Brady beschriebene Form mit *Truncat. granosa Hantk.* [2]) thatsächlich identisch zu sein. Hantken bildet als *Tr. grosserugosa* aus dem tieferen Theil seiner *Clavulina Szaboi*-Schichten (Ofner-Mergel und Bryozoën-Schichten) eine Form ab, welche nach seiner Angabe mit den bayerischen Exemplaren vollkommen übereinstimmt. Auch diese Form besitzt nach der Abbildung durchaus deutliche, nach der Beschreibung „mehr weniger vertiefte“ Nähte, so dass auch diese Identification einer nochmaligen Prüfung bedürftig zu sein scheint. Es wäre sehr wohl möglich, dass die Tiefe und Deutlichkeit der Nähte, die theilweise von dem Ausmasse der secundären Verdickung der Schale abhängt, nach Standorten wechselt. Die bisherigen Beschreibungen und Abbildungen genügen demnach nicht, um die Verwandtschaftsverhältnisse der einschlägigen Formen richtig beurtheilen zu können. Es bedarf hiezu einer umfassenden Revision.

Truncat. grosserugosa gehört in den Verwandtschaftskreis der *Tr. lobatula*. Am nächsten stehen *Tr. sublobatula Gümb.*, *granosa Hant. (grosserugosa Brady) badenensis Orb.*, *cristata Gümb.*, *scarenaensis Hantk.*

Reuss bildet aus dem Mastrichter Tuff eine *Truncat. Dekayi* ab, die unserer Art sehr nahe zu stehen scheint. Brady zieht diese Art jedoch in die Synonymie von *Tr. lobatula* ein.

Variationen. Die karpathische Form zeigt Veränderlichkeiten, die sich hauptsächlich auf die durch die Beschaffenheit der Basis bedingte äussere Form und die mehr oder minder starke Vertiefung der Spiralseite beziehen. Die Nähte sind ausnahmslos in der beschriebenen Weise entwickelt. Einige Exemplare erscheinen flacher, andere sind höher gewölbt. Diese letzteren bilden den Uebergang zu *Truncatulina cristata Gümb.*

Vorkommen. *Tr. grosserugosa* gehört in Wola lużanska zu den häufigen Arten, wenn sie auch nicht so häufig ist, wie *Pulvinulina bimammata*. Nach Gümbel ist sie gemein im bayrischen lithothamnienreichen Nummulitenkalk, nach Hantken gehört sie zu den bezeichnenden Arten des Ofner Mergels, fehlt dagegen im Kleinzeller Tegel. Fugger und Kastner nennen diese Art aus dem Eocän des

[1]) Chall.-Rep., pag. 673, Taf. 94, Fig. 4, 5.

[2]) Der Name *Truncat. granosa* wurde bereits von Reuss vergeben (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 1851, pag. 75, Taf. V, Fig. 36, Sitzungsber. kais. Akad. 48. Bd., pag. 60, Denkschr. k. Akad. 1866, 25. Bd., pag. 161). Doch ist die *Tr. granosa* Rss. nach den Angaben des Autors selbst wahrscheinlich mit *Tr. Ungeri* identisch.

Untersberges bei Salzburg.[1]) Ihr Vorkommen scheint an die Lithothamnien- und Bryozoënfacies geknüpft zu sein. Brady erwähnt das Vorkommen von *Trunc. grosserugosa* im englischen Eocän, ob aber das englische Vorkommen mit dem bayrischen und dem karpathischen wirklich identisch ist, lässt sich augenblicklich nicht entscheiden, wahrscheinlich ist dies nicht, da die Form, die Brady in seinem Challenger-Werke unter diesem Namen beschreibt, von unserer specifisch verschieden ist.

14. Truncatulina cristata Gümb. (?)

Taf. II, Fig. 23, 24.

Truncatulina cristata Gümbel, Abhandl. d. bayr. Akademie. Bd. 10. 1866, pag. 660, Taf. II, Fig. 105.

Die Form, die ich unter dem angezogenen Namen beschreibe, könnte bei sehr weiter Artfassung noch zu *Tr. grosserugosa* gezogen werden. Da indessen die Grenzziehung zwischen beiden Formen keinen besonderen Schwierigkeiten unterliegt, dürfte es sich empfehlen, dem Vorgange Gümbel's zu folgen, und die zu beschreibende Form unter einem besonderen Namen festzuhalten. Die wesentlichsten Unterschiede gegen *Tr. grosserugosa* beruhen in der bedeutenderen Höhe der Umgänge und ihrer dadurch bedingten mehr quadratischen Form und der stärker vertieften Spiralseite. Der Rand der angehefteten Spiralseite gestaltet sich zu einem „fussgestellähnlichen Leistenansatz", wie sich Gümbel ganz bezeichnend ausdrückt. Die Scheidewände sind nur bei den letzten zwei oder drei Kammern sichtbar, und treten im allgemeinen noch weniger hervor als bei *Tr. grosserugosa.* Auf der stark vertieften Spiralseite sind zuweilen Spuren von vertieften Nähten zu sehen, doch sind sie nur wenig deutlich.

Mündung, wie bei *Tr. grosserugosa*, Schale grobporig, Scheidewände dicht, lamellar gebaut, wie bei der vorhergehenden Art.

Die Beschreibung und Abbildung, die Gümbel von seiner *Tr. cristata* gibt, passt sehr gut zu der vorliegenden Art, es ist nur ein Unterschied vorhanden, der die Identification schwanken macht. Gümbel erwähnt bei seiner Form einen Kranz von unregelmässig zerschlitzten Fetzen und dornenähnlichen Fortsätzen, welcher die Nabelseite der bayrischen Art auszeichnet. Die karpathischen Formen lassen eine derartige Eigenthümlichkeit nicht erkennen.

Es ist schwer zu beurtheilen, welches Gewicht man einer derartigen Eigenthümlichkeit zusprechen soll. Vielleicht würde der directe Vergleich der Exemplare die Frage lösen.

Brady vereinigt die *Tr. cristata Gümbel's* mit *Tr. coronata Park & Jon.* (Challenger-Report, pag. 675), doch wie ich glaube, mit Unrecht, da sich die letztere Species von der ersteren durch beiderseits vertieftes, symmetrisches Gehäuse und noch dickere Umgänge ziemlich weit entfernt.

Truncat. cristata ist seltener, als *Tr. grosserugosa*, es liegen nur 6 Exemplare vor. Ihr Erhaltungszustand ist noch etwas

[1]) Naturwissenschaftl. Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg, 1885, pag. 117.

schlechter, als bei *Tr. grosserugosa*, die letzten 2 oder 3 Kammern sind fast ausnahmslos zerdrückt. Grösse, wie bei *Tr. grosserugosa.*

Fundort: Wola lużanska.

15. Truncatulina sublobatula Gümb.

Taf. II, Fig. 22.

Truncatulina sublobatula Gümbel 1868, *For. Nordalp. Eoc.* pag. 659, Taf. II, Fig. 103.

Mit dieser Art glaube ich ein Exemplar identificiren zu sollen, welches sich schon auf den ersten Blick von *Tr. grosserugosa* genugsam unterscheidet, um nicht damit zusammengeworfen werden zu können. Es ist flacher, als *Tr. grosserugosa*, der Rand geht an einzelnen Stellen in einen scharfen Saum über, die Nähte sind sämmtlich vertieft und daher deutlich sichtbar, die Zahl der Kammern im äusseren Umgange ist bedeutender, als bei *Tr. grosserugosa.* Sie beträgt bei unserem Exemplar 10, während Gümbel das Vorhandensein von 9—12 Kammern angibt. Die Kammern erreichen auf der gewölbten Nabelseite nicht ganz die Mitte des Gehäuses, so dass die Oberfläche des inneren Umganges zum Theil sichtbar wird. Die Uebereinstimmung mit Gümbel's *Tr. sublobatula* ist demnach eine so befriedigende, dass ich keinen Anstand nehme, die Identification vorzunehmen. Das karpathische Exemplar zeigt ein etwas langsameres Anwachsen, als es der Abbildung bei Gümbel entspricht, doch ist der Unterschied gering.

Von *Tr. lobatula* unterscheidet sich diese Art durch bedeutendere Grösse, rascheres Anwachsen und viel weniger deutliches Hervortreten der inneren Umgänge auf der Spiralseite, abgesehen von der Structur der Scheidewände, die bei der engen Verwandtschaft dieser Art mit der vorhergehenden dieselbe sein dürfte, wie bei *Tr. grosserugosa* und ebenfalls einen Unterschied gegen *Tr. lobatula* bedingen dürfte. Eine nahe verwandte Art scheint auch *Trunc. scarenaensis Hantken* [1]) vorzustellen. Der Autor stellt dieselbe zwar in die Verwandtschaft der *Tr. (Anomalina) rotula Orb.* [2]), doch wie mir scheint, mit Unrecht, denn die Orbigny'sche Art besitzt reitende Kammern und wird deshalb zur Untergattung *Anomalina* gestellt, was bei *Tr. scarenaensis* nicht der Fall ist. Von *Tr. sublobatula* unterscheidet sich die letztgenannte Art hauptsächlich durch die nach Hantken's Beschreibung rippenartigen Nähte und den nicht kielartig zugeschärften Rand. Die Unterschiede gegen *Tr. grosserugosa* wurden bereits angegeben.

Grösse: 1·7 Millimeter.

Fundort: Wola lużanska.

16. Truncatulina n. sp. ind. aff. coronata Park & Jon.

Taf. III, Fig. 1.

Das Gehäuse dieser Art ist rundlich, stark aufgebläht. Die gewölbte Spiralseite lässt nur den letzten Umgang erkennen, dessen Nähte

[1]) Die Clav. Szaboi-Schichten im Gebiete der Euganeen etc. Math. Naturw. Berichte aus Ungarn. Bd. II. 1884, pag. 151, Taf. II, Fig. 6.

[2]) Foramif. d. Wr. Beckens. Taf. 10, Fig. 10—12.

ziemlich undeutlich sind, nur die letzte und vorletzte Kammer scheidet sich deutlich ab. Die Spiralseite ist sehr stark vertieft, wie bei *Tr. coronata Park & Jones.* Die Kammern sind im Durchschnitte viel breiter als hoch, so dass auch dadurch die Aehnlichkeit mit *Tr. coronata* erhöht wird. Die längliche Mündung liegt auf der Innenseite der letzten Scheidewand, wie bei der genannten Art. Die Poren sind auffallend grob, viel gröber als bei *Tr. grosserugosa* und *Tr. cristata,* so dass eine Verwechslung mit diesen Arten, namentlich mit der letzteren, nicht möglich ist. Die Scheidewände sind dicht.

Tr. coronata Park & Jones ist ohne Zweifel die nächststehende Art, unterscheidet sich aber durch beiderseits vertieftes Gehäuse, während die beschriebene Form nur die Spiralseite stark vertieft, die Nabelseite gewölbt zeigt. Die auffallende, der *Tr. coronata* ähnliche äussere Form, sowie die ausserordentlich grobe Punktirung verleihen der karpathischen Species ein sehr bezeichnendes Aussehen. Leider ist nur ein Exemplar vorhanden und auch dieses ist nicht vollständig erhalten, so dass es nicht räthlich schien, dasselbe als Grundlage einer neuen Species zu benützen.

Grösse: Durchmesser 1 Millimeter, Dicke 0·7 Millimeter.

Fundort: Wola lužanska.

17. Truncatulina n. sp., aff. humilis Brady.

Taf. III, Fig. 2.

Spiral- und Nabelseite wenig und nahezu gleich stark gewölbt, beiderseits sind beide Umgänge sichtbar, nur sieht man den inneren Umgang auf der Spiralseite deutlicher, während er auf der Nabelseite durch den äusseren Umgang stärker verdeckt erscheint. Der äussere Umgang besteht wahrscheinlich aus 10 Kammern, die nur um weniges länger sind, als breit. Als Aussenrand tritt ein stumpfer Kiel hervor, der namentlich am älteren Theile des Gehäuses gut entwickelt ist. In der Nähe desselben erscheint die Schale ein wenig eingesenkt. In der Seitenansicht erhält die Schale durch die beiderseits ziemlich gleichmässige Wölbung ein symmetrisches Aussehen. Die Scheidewände sind ganz deutlich und erscheinen ein wenig vertieft. Die Mündung befindet sich an der Innenseite des letzten Septums, da, wo dasselbe an den Kiel angrenzt.

Von dieser auffallenden und schönen Species liegt mir leider nur ein Exemplar vor, das noch dazu nicht ganz tadellos erhalten ist. Ich unterlasse es daher, dasselbe mit einem neuen Namen zu versehen, obwohl es sich nicht gut mit einer bereits bekannten Art vereinigen lässt. Die nächstverwandte Form dürfte *Trunc. humilis Brady* (Chall. Rep. pag. 665, Taf. 94, Fig. 7) vorstellen, welche sich durch den Mangel der kielartigen Umrandung und stärker entwickelte innere Umgänge so weit von unserer Form entfernt, dass eine Vereinigung nicht statthaft ist.

Eine fernere sehr ähnliche Form ist *Rotalia Bosqueti Reuss* [1]) in der Fassung, welche Marsson [2]) für diese Art annimmt.

---

[1]) Sitzungsber. d. kais. Akad. 44. Bd. 1861, pag. 316, Taf. III, Fig. 1.

[2]) Mittheil. a. d. naturwiss. Verein von Neu-Vorpommern und Rügen. Taf. IV, Fig. 35, pag. 169.

18. *Discorbina pusilla n. sp.*

Taf. V, Fig. 12, 13.

Gehäuse rundlich, auf der Spiralseite alle Umgänge sichtbar, auf der Nabelseite nur der letzte, aus 6 Kammern bestehende Umgang. Die Spiralseite ist ziemlich flach, nur wenig gewölbt, die Nabelseite erscheint stärker gewölbt; Rand scharf. Die Kammern sind schmal und die Scheidewände stark nach rückwärts gebogen, jedoch sehr schlecht sichtbar. Die äusseren Kammerwände sind körnig-rauh und ziemlich grob durchbohrt, die Nähte der einzelnen Kammern heben sich nur dadurch ein wenig ab, dass die Rauhigkeiten und Poren an Stelle der Nähte fehlen. Bei gut erhaltenen Exemplaren sieht man in der Regel die letzte und vorletzte Naht ziemlich deutlich, über den Verlauf der übrigen Scheidewände kann man sich nur bei sehr wenigen Exemplaren einigermassen Rechenschaft geben, und auch bei denen erkennt man nur die Nähte des äusseren Umganges und diese nur bei sehr guter Beleuchtung. Auf der Unterseite laufen die schwach vertieften Nähte in fast rein radialer Richtung. Den Scheidewänden entsprechen längs des Umkreises der Schale schwache Einschnitte, welche die Lage der einzelnen Kammern andeuten.

Fig. 5.



Discorbina pusilla n. sp. Durchschnitt, den lamellaren Bau zeigend.

Die Mündung erscheint als längliche schmale Spalte an der Innenseite des letzten Septums. Im Dünnschliffe erkennt man die ziemlich grobe Punktirung der Schale und sieht, dass die Kammerscheidewände denselben lamellären Bau, wie *Truncat. Dutemplei* und *grosserugosa* zeigen. Variationen finden nur in Bezug auf die Grösse und die Dicke des Gehäuses statt. Eines der grössten Exemplare wurde unter Fig. 13 abgebildet. Ich schwankte längere Zeit, ob ich es unter *Discorbina pusilla* belassen oder davon abtrennen sollte, das Exemplar ist viel flacher, als die meisten anderen Stücke dieser Art und der letzte Umgang erscheint im Verhältniss zum inneren Gewinde viel stärker entwickelt. Da es sich aber bei näherer Betrachtung herausstellte, dass auch unter den anderen Exemplaren dieser Art Schwankungen in Bezug auf die Dicke des Gehäuses stattfinden, wurde dasselbe nicht abgetrennt. Bei demselben zeigen die Nähte der letzten Kammer eine ganz leise Andeutung zu schwielenartiger Verdickung.

Der Durchmesser der Durchschnittsexemplare beträgt 0·5 Millimeter, das grösste Exemplar misst 1·3 Millimeter. Die nächstverwandte Art scheint mir *Discorbina floscellus Schwag.* (Eoc. Foramf. d. lyb. Wüste, pag. 122, Taf. XVII, Fig. 11) zu sein. Diese Art unterscheidet sich von der beschriebenen durch höhere Kammern, schärferen Rand, flachere Oberseite und deutlichere Nähte, so dass eine Vereinigung nicht wohl vorgenommen werden kann. Die Gattungsbestimmung dieser Art ist eine sehr unsichere. Es lässt sich nicht in Abrede stellen, dass *Discorbina pusilla* nach Gesammtform und Schalenbau auch zu gewissen Truncatulinen, wie *Tr. Haidingeri*, Beziehungen hat. Nach dem gegenwärtigen Stande der Kenntnisse ist es schwer, sich mit Bestimmtheit für eine oder die andere Gattung zu entscheiden;

vielleicht wird es den weiteren systematischen Studien gelingen, die Grenze zwischen gewissen Truncatulinen und gewissen Discorbinen schärfer zu fixiren.

Discorbina pusilla ist in Wola lużanska ziemlich häufig, mir liegen mehr als 25 Exemplare dieser Art vor.

19. Discorbina n. sp. ind.

Ueber 15 Exemplare vertreten die Gattung *Discorbina (Asterigerina)* im engeren Sinne. Sie bilden kleine flachkegelförmige Gehäuse, deren flache oder schwach vertiefte Unterseite fünf- oder sechsstrahlig getheilt erscheint. Leider ist der Erhaltungszustand ein so ungünstiger, dass man nicht im Stande ist, den Verlauf der Nähte auch nur annähernd zu erkennen und ich habe daher von einer näheren Beschreibung dieser Form Umgang nehmen müssen, obwohl dieselbe als neu zu bezeichnen sein dürfte. Zwei weitere Exemplare gehören einer ferneren Discorbinenart an, können aber des ungünstigen Erhaltungszustandes wegen auch nicht weiter berücksichtigt werden.

Rupertia Wallich.

Unter dem Gattungsnamen *Rupertia* hat Wallich im Jahre 1877 eine merkwürdige, sesshafte Foraminifere von der grönländischen Küste beschrieben, welche gleichzeitig von Rupert Jones und W. K. Parker studirt und später von Schlumberger und Brady ausführlich abgehandelt wurde (Literatur bei *Rup. stabilis*). Man kennt bisher nur eine recente Art und im fossilen Zustande war diese Gattung bisher noch nicht entdeckt worden. In der hier beschriebenen Fauna von Wola lużanska konnten zwei Arten aufgefunden werden, die zweifellos zu *Rupertia* gehören. Die eine glaubte ich mit *Rupertia stabilis* identificiren zu sollen, wenn auch mit mancherlei Bedenken, die andere ist sicher eine von der genannten verschiedene Art.

Die Untersuchung der karpatischen Exemplare ergab nicht unwichtige neue Details zur näheren Kenntniss dieser Gattung. So wurde bei *Rupertia incrassata* ein ausgebreitetes Canalsystem vorgefunden, welches in der Nähe der Nähte ausmündet. Die Scheidewände innerhalb des Gehäuses erwiesen sich als dicht und deutlich lamellar aus mindestens zwei Blättern zusammengesetzt und das grobporige äussere Spiralblatt liess die Erscheinung der secundären, lamellaren Verdickung in trefflicher Weise erkennen. Die Mündung zeigt eigenthümliche Modificationen und im Spiralblatt erscheinen knopfförmige, aussen als flache runde Warzen hervortretende Partien, welche porenlos oder wenigstens nur schwach perforirt sind, und daher als Andeutung eines Zwischenskeletes zu betrachten sind.

Alle diese Merkmale weisen auf eine höhere Organisationsstufe hin, als man sie bisher der Gattung *Rupertia* zugestanden hat. Es wäre daher von grossem Interesse, festzustellen, wie sich die recente Art in Bezug auf den feineren mikroskopischen Bau verhält, aus der Darstellung eines Dünnschliffes, welchen Brady in seinem Challengerwerke gibt, erhellt nur, dass auch *Rupertia stabilis* lamellar zusammengesetzte Scheidewände besitzt. Den lamellaren Bau des äusseren

Spiralblattes hebt bereits Wallich hervor. Wie sich die *Rupertia stabilis* von Wola lużanska in Bezug auf das mikroskopische Detail verhält, konnte aus Mangel an Material nicht erhoben werden.

Die Gattung *Rupertia* wird von Brady im System in die Nähe von *Truncatulina* gebracht, und, wie es scheint, mit Recht. Die grobe Punktirung und die lamellare Beschaffenheit der Scheidewände, die sehr an *Truncat. grosserugosa* erinnert, bilden Merkmale, welche diese Auffassung unterstützen, wenn auch, wie oben erwähnt, daneben Merkmale vorhanden sind, welche eine höhere Organisationsstufe bedingen.

In der Jetztwelt ist die einzig bekannte Art dieser Gattung namentlich im nördlichen Theile des nördlichen atlantischen Oceans zu Hause, in der südlichen Hemisphäre wurden bisher nur wenige Exemplare aufgefunden; die tropischen Gegenden scheint diese Art zu fliehen. Sie wurde in Tiefen von 5 bis 1360 Faden aufgefunden.

Nachdem die Rupertien in Wola lużanska in lithothamnienreichen, entschieden littoralen Bildungen ziemlich häufig vorkommen, und zwar in Begleitung von Formen, die gegenwärtig tropische Gegenden bevorzugen (Gypsinen, Carpenterien), ist die Hoffnung nicht abzuweisen, dass diese merkwürdigen Formen auch in der Jetztwelt in tropischen Gegenden in Begleitung der genannten littoralen Typen gefunden werden könnten.

20. *Rupertia stabilis Wall.*

Taf. IV, Fig. 1, 2.

Rupertia stabilis *Wallich,* 1877, Ann. Mag. Nat. Hist. 4. ser. vol. XIX, pag. 501, Taf. XX.

„ „ *Schlumberger,* 1883, Feuille des jeunes Natural. Paris. XIII. Bd., Taf. II, Fig. 6—8, pag. 27.

„ „ *Brady,* 1884, Challeng.-Rep., pag. 680, Taf. 98, Fig. 1—12.

Ich habe lange geschwankt, ob ich diese Art zu *Rupertia stabilis* stellen, oder als neu betrachten solle. In Bezug auf die äussere Form und den Aufbau des Gehäuses stimmt sie zwar ganz mit der recenten *Rupertia stabilis* überein und es stünde in dieser Beziehung der Identification nichts im Wege, wenn nicht doch auch einige unterscheidende Merkmale vorhanden wären. So scheinen bei der karpathischen Form die Kammern eines Umganges zahlreicher zu sein, als bei der recenten Art und es bietet die Mündung abweichende Verhältnisse dar. Im Allgemeinen ist die Lage der Mündung bei der alttertiären Art dieselbe wie bei der recenten, während jedoch bei der letzteren wenigstens in den meisten Fällen jede Kammer ihre eigene Mündung hat, stehen hier die Mündungen sämmtlicher Kammern eines Umganges miteinander in Zusammenhang. Es ist eine gemeinsame Mündung vorhanden, welche in der Ansicht von oben als eine schmale gewundene Spalte mit schwach verdicktem Rande erscheint.

Diese eigenthümliche Form der Mündung hätte mich veranlassen können, die karpathische Art als neu aufzufassen, wenn nicht von Wallich eine Mündungsform abgebildet und beschrieben worden wäre (l. c. Fig. 11), welche mit der unserigen nahezu übereinzustimmen

scheint. Es gewinnt demnach den Anschein, wie wenn bei der recenten Art doch auch ähnliche Mündungsverhältnisse vorkommen könnten, wie bei der karpathischen. Aus diesem Grunde und in der Erwägung, dass nach den bisherigen Beobachtungen gewissen Mündungsverschiedenheiten bei der Speciesunterscheidung nur wenig Bedeutung zukommt (z. B. bei *Lagena globosa*), habe ich geglaubt, das karpathische Vorkommen mit dem recenten identificiren zu sollen.

Die grobe Punktirung ist äusserlich nicht zu sehen, die Schale erscheint von aussen matt glänzend. Etwas Aehnliches tritt auch bei *Rupertia incrassata* ein, wo die Poren äusserlich auch so gut wie gar nicht erkennbar sind, im Dünnschliff aber sehr schön hervortreten. Die Nähte erscheinen nicht so deutlich vertieft, wie bei der recenten Art. Es dürfte dies vermuthlich eine Folge sein der secundären lamellären Verdickung des äusseren Spiralblattes, welche bereits Wallich bei der recenten Art beobachtet hat. Von dem Vorhandensein dieser Verdickung, sowie dem lamellären Bau der inneren Scheidewände konnte ich mich bei der karpathischen *Rup. stabilis* wegen Mangels an Material durch den Dünnschliff nicht überzeugen, nach den Verhältnissen bei *Rup. incrassata* zu urtheilen, dürfte dieselbe sicher stark entwickelt sein. Länge: 1 Millimeter, Breite: 0·85 Millimeter.

Da die Art, die ich hier zu *Rupertia stabilis* stellte, in Wola lużanska nur sehr selten vorkommt (2 Exemplare), während die *R. incrassata* ziemlich häufig ist, wurde die Möglichkeit erwogen, ob nicht die erstere nur Jugendexemplare der letzteren darstelle. Bei genauerer Betrachtung ergab es sich, dass schon die Jugendformen der *R. incrassata* viel dicker und runder sind als die der *Rupertia stabilis*, ferner, dass die warzige Oberfläche der *R. incrassata* auch schon jüngeren Exemplaren eigen ist, während sie bei *Rupertia stabilis* fehlt.

Vorkommen: Wola lużanska, selten. Ueber das Vorkommen dieser Art in der Jetztwelt siehe die Gattungseinleitung.

21. *Rupertia incrassata n. sp.*

Taf. IV, Fig. 3—9.

Diese Species unterscheidet sich von *R. stabilis* zunächst durch viel bedeutendere Grösse und Dicke, die Mündungsverhältnisse und die Beschaffenheit des Spiralblattes. Die äussere Form ist im Allgemeinen eine kugelig aufgeblähte, manchmal eine breit-kugelige. Das kleinste abgebildete Exemplar hat eine Länge von 1·4 Millimeter und eine Breite von 1 Millimeter, das grösste Exemplar erreicht dagegen den Durchmesser von 2·5 Millimeter und ein Exemplar zeichnet sich durch besondere Breite aus, welche 3·5 Millimeter beträgt. Da die Oberfläche äusserlich nur undeutliche Spuren von Punktirung erkennen lässt und die Scheidewände äusserlich so gut wie gar nicht sichtbar werden, ist die Foraminiferennatur dieser verhältnissmässig grossen runden Körper nicht sofort erkennbar.

Die schwach vertiefte oder ebene Basalfläche tritt nicht so stark hervor, wie bei *R. stabilis*, ist aber stets deutlich auszunehmen. Die Oberfläche ist aussen nicht einfach glatt, sondern mit rundlichen,

schwach hervortretenden Warzen bedeckt, die schon mit freiem Auge sichtbar sind. In jedem Umgange zählt man, wie aus dem Dünnschliff ersichtlich ist, 8—10 einzelne Kammern, und die Art des Anwachsens ist dieselbe, wie bei *R. stabilis*. Sehr eigenthümlich sind die Mündungsverhältnisse. Wie bei der *R. stabilis* von Wola lużanska haben auch hier mehrere Kammern eines Umganges eine gemeinsame Mündung, diese liegt aber nicht frei, sondern ist von einer secundären flach ausgebreiteten lamellösen Kalkwucherung bedeckt, welche am Rande der Mündungsscheibe krausenförmig aufgewulstet ist. In den Falten dieser randlichen Krause liegen grobe Poren, welche in das Innere zu den eigentlichen Mündungen führen und die Verbindung nach innen vermitteln (Fig. 4 *b*, 5 *c*). Leider ist die Mündungsscheibe bei keinem Exemplar vollständig und gut erhalten, nur bei einem Stücke ist sie ziemlich gut erkennbar, bei den übrigen Exemplaren hat sie mehr oder minder starke Verletzungen erlitten.

Die wichtigsten Aufklärungen über den feineren Bau gewährt der Dünnschliff. Leider konnten nur 5 Exemplare zu diesem Zwecke geopfert werden. *R. incrassata* kommt zwar in Wola lużanska ziemlich häufig vor, aber nur wenige Exemplare sind so gut erhalten, dass sie für paläontologische Untersuchungen geeignet erscheinen. Das Spiralblatt zeigt in ausgezeichneter Weise den Aufbau aus einzelnen Schichten und Lamellen, die durch feine Linien von einander getrennt und oft auch durch Färbungsunterschiede erkennbar werden (Fig. 7—9 *b*). Das Spiralblatt der jüngsten, zuletzt angelegten Kammer besteht nur aus zwei Lamellen (Fig. 8, 9 *b*'), das der älteren Kammern ist stufenweise dicker und aus mehreren Lagen zusammengesetzt. Die Poren, die äusserlich fast gar nicht erkennbar sind, treten im Dünnschliffe sehr deutlich hervor. Da, wo das Spiralblatt dicker ist, schliessen die Poren häufig zu eigenthümlichen, nach oben convergirenden Bündeln zusammen (Fig 8, 9 *a*), zwischen welchen knopfförmige Partien erscheinen, welche weniger porös oder dicht sind. Diese entsprechen augenscheinlich den flachen Warzen der Oberfläche, die demnach als die Andeutung eines Zwischenskeletes betrachtet werden müssen.

Die Scheidewände sind dicht und zeigen den lamellären Bau in ausgezeichneter Weise. Stets verläuft mitten im Septum oder dem Innenrand desselben genähert eine scharf ausgeprägte Linie, die sich, wie bei *Truncatulina grosserugosa*, in das Spiralblatt fortsetzt (Fig. 7—9 *c*). Bei dickeren Septen treten 2—3 Linien neben einander auf. Die lamelläre Zusammensetzung der Scheidewände kennzeichnet sich zuweilen durch die Färbung, indem sich bei einzelnen Scheidewänden am Aussen- und Innenrande eine lebhaft gelbe Färbung einstellt, während die mittlere, von der scharfen Trennungslinie durchsetzte Partie heller bleibt. Alle Scheidewände zeigen eine äusserst feine Faserung senkrecht auf ihre Längserstreckung, in den kugelig verdickten Endtheilen, welche die Mündung begrenzen, verläuft die Faserung radial. Aus der Lage der Poren des Spiralblattes und der ganzen Anlage des letzteren erhellt, dass das jüngste Septum bereits mit seinen beiden Lamellen ausgebildet war, ehe sich die nächste Kammer ansetzte.

In den Scheidewänden verlaufen ziemlich grobe, runde Canäle, welche sich nach aussen zu verzweigen (Fig. 8, 9 *d*). Die Canäle liegen

offenbar in den tieferen, der Basis der Kammern genäherten Partien der Scheidewände, denn man sieht sie in Fig. 8, während sie bei Fig. 9 innerhalb der Scheidewände fehlen und nur mehr die Verzweigungen und Ausläufer derselben im Spiralblatt erkennbar sind. Die Septalcanäle eines Umganges scheinen zuweilen in den entsprechenden Canälen des vorhergehenden Umganges ihre Fortsetzung zu finden, wenigstens scheint es, als ob Fig. 8 *d'* in dieser Weise zu deuten wäre. Ausser den Septalcanälen sind noch andere Canäle erkennbar, welche längs des Spiralblattes von oben gegen die Basis zu verlaufen und im Längsschnitte erkennbar werden (Fig. 7 *d*). Sie liegen knapp unterhalb der Oberfläche und werden nur durch eine dünne Lamelle vom Kammerraum des nächsten Umganges getrennt. An einer Stelle steht mit einem derartigen Längscanale ein kurzer Quercanal in Verbindung.

Die secundäre flache Wucherung, welche die Mündung bedeckt, besitzt denselben lamellären Bau, wie die Scheidewände, stets ist in den Lamellen der Mündung die scharfe Trennungslinie sichtbar, wie in den Septen. Einer meiner Schliffe geht wohl gerade durch die Mündungsfläche, leider ist aber gerade dieser nicht sehr lehrreich, da eine dunkle opake Masse viele Partien der Mündung verdeckt.

Von dieser schönen und merkwürdigen Art liegen mir 20 Exemplare von Wola lużanska vor.

Carpenteria Gray.

Wie die Gattung *Rupertia* im fossilen Zustand bisher nicht bekannt war, so auch die Gattung *Carpenteria*, die zu den in zoologischer Hinsicht interessantesten Foraminiferengattungen gehört. Man kennt davon in der Jetztzeit nur wenige Arten, die von Gray [1]), Carpenter [2]), Schultze [3]), Carter [4]), Moebius [5]), Goës [6]) und Brady [7]) untersucht und beschrieben wurden.

Die Exemplare von Wola lużanska, die ich provisorisch zu *Carpenteria* einreihen muss, besitzen grosse, theils nodosarien-, theils textilarienähnlich gebaute längliche Gehäuse mit grobpunktirter, lamellar verdickter Schale; die Scheidewände im Inneren des Gehäuses sind dicht und ebenfalls lamellar zusammengesetzt. Die Mündung erscheint in einen langen Hals ausgezogen. Ich glaube in meinem Materiale zwei Arten unterscheiden zu müssen; die eine besitzt ein unregelmässig nodosarienartiges Gehäuse und steht jener Form überaus nahe, die Brady und Goës als *Carpenteria proteiformis* beschrieben haben, die andere ist textilarienartig gestaltet und musste unter einem neuen Namen beschrieben werden.

---

[1]) Proc. Zool. Soc. London 1858, vol. XXVI, pag. 266.

[2]) Philos. Transact. 1860, pag 564, Taf. XXII, Introduct. to the study of For., pag. 186, Taf. XXI.

[3]) Wiegmann's Archiv f. Naturgesch. 1863, XXIX, pag. 81, Taf. VIII.

[4]) Ann. Mag. Nat. Hist. 1876, ser. 4, vol. XVII, pag. 187, Taf. XIII, Ibidem 1877, vol. XIX, pag. 209, Ibidem vol. XX, pag. 68, 172.

[5]) Foraminiferen von Mauritius 1880.

[6]) On the Reticularian Rhizopoda of the Caribbean Sea, Kongl Svenska Vetenskaps-Akad. Handling. vol. XIX, pag. 94.

[7]) Challenger-Report, pag. 676.

Brady erwähnt (l. c. pag. 679), dass er seine *Carpenteria proteiformis* ursprünglich zu *Rupertia* stellen wollte und erst durch die Darstellung von Goës bewogen wurde, die Art als *Carpenteria* anzusprechen. Schon daraus ergibt sich, dass *C. proteiformis* kein typischer Vertreter der Gattung sein kann. Mir scheint in der That der Unterschied zwischen den typischen Carpenterien mit ihren flach ausgebreiteten, balanenähnlichen Gehäusen einerseits und den hier zu beschreibenden Formen und der *Carpenteria proteiformis* andererseits, ein so bedeutender zu sein, dass ich die Zusammenfassung dieser Formen unter einem Gattungsnamen nicht als gerechtfertigt betrachten kann. Ich würde nicht anstehen, für diese Typen eine neue Gattung aufzustellen, wenn das mir zur Verfügung stehende Untersuchungsmaterial nicht so dürftig wäre. Es liegen mir nämlich von zwei Arten nur drei besser erhaltene Exemplare und zwei fragliche Bruchstücke vor. Ich muss mich daher damit begnügen, dass vorhandene zu beschreiben und auf die Selbstständigkeit dieser Formen hinzuweisen, die bezüglich ihrer Mündung an *Carpenteria,* bezüglich ihrer mehr länglichen Gestalt und der Anordnung der Kammern an *Rupertia* erinnern. Es wäre zu wünschen, wenn über diese merkwürdigen Typen durch weitere Funde bald neues Licht verbreitet werden würde.

Die Carpenterien der Jetztwelt bewohnen hauptsächlich die Littoralzone der tropischen Regionen.

22. (?) *Carpenteria* cf. *proteiformis* Goës.

Taf. V, Fig. 3.

Carpenteria balaniformis Gray, var. proteiformis Goës, Reticul. Rhizopoda of the Caribbean Sea, Kgl. Svenska Vet. Acad. Handlingar XIX, 1881, pag. 94, Taf. VI, Fig. 208—214, Taf. VII, Fig. 215—219.

Carpenteria proteiformis Brady, Challenger-Rep. pag. 679, Taf. 97, Fig. 8—14.

Diese Art ist nur durch ein gutes, leider fragmentarisches Exemplar vertreten, welches eine Länge von über 3 Millimeter besitzt und aus mindestens vier Kammern besteht, die in undeutlich spiral aufsteigender Reihe angeordnet sind. Einzelne Kammern treten kugelig hervor; das Gehäuse erhält dadurch, wie durch die theilweise alternirende Stellung der Kammern eine grosse Aehnlichkeit mit der von Brady abgebildeten Form. Die Uebereinstimmung ist so gross, dass man es wagen könnte, die völlige Identität anzunehmen. Im Längsschnitt, welcher von Brady unter Fig. 11 l. c. dargestellt wurde, tritt die Aehnlichkeit weniger hervor, doch beruht dies vielleicht auf der abweichenden Lage der Durchschnittsebene. Man sieht im Dünnschliff sehr deutlich die lamellare Zusammensetzung der Schale und ihre grobe Punktirung. Die innerhalb des Gehäuses gelegenen Septa erscheinen aus zwei Blättern zusammengesetzt. Der halsförmige Mündungstheil ist ebenfalls im Dünnschliff gut zu verfolgen, die Schale desselben zeigt sich stark lamellar verdickt und man glaubt eine sehr feine Streifung zu

erkennen, die senkrecht zur Längserstreckung verläuft. Das Wachsthum scheint in der Weise vor sich zu gehen, dass der weitausgezogene Halstheil einer grossen kugeligen Kammer von den nächstfolgenden 2 (vielleicht auch nur einer oder mehreren) Kammern benützt wird, um sich daran auf einer Seite anzulegen, so dass auf der entgegengesetzten Seite der halsförmige Mündungstheil frei bleibt. Ganz ähnliche Verhältnisse bietet die von Brady dargestellte Form dar (Fig. 10 l. c.), wo ebenfalls auf der einen Seite des Gehäuses der langausgezogene Hals der Mündung zu sehen ist, an den sich auf der anderen Seite eine kugelige Kammer anschliesst. Der Mündungstheil der ersten Kammer begrenzt auf der einen Seite auch die Mündungen der beiden folgenden Kammern.

Da mir von dieser Art nur ein sicheres Exemplar zur Verfügung steht, welches überdies zur Herstellung eines Dünnschliffes verwendet werden musste, ist es mir leider unmöglich, eine ausreichende Beschreibung zu liefern und die Identität mit *Carp. proteiformis* als eine bestimmte hinzustellen.

Die Verwandtschaft namentlich mit der von Brady abgebildeten Form ist jedenfalls eine sehr grosse.

Fundort: Wola łużanska.

23. *Carpenteria lithothamnica n. sp.*

Taf. V, Fig. 1, 2.

Das längliche Gehäuse erscheint aus zwei nicht streng alternirenden Reihen von kugeligen Kammern zusammengesetzt; es besitzt eine breite Basalfläche, mit welcher es auf der Unterlage aufsitzt und dieser gegenüber befindet sich die rundliche Mündung auf der Spitze eines halsartig ausgezogenen Kegels. Die Schale ist grobporig. Die Basis ist mit unregelmässigen Vertiefungen versehen, die wahrscheinlich den Verhältnissen der Unterlage entsprechen. Bei dem einen Exemplar ist die Basis breit kegelförmig und erinnert an die Jugendformen von *Carpenteria sp.*, welche Brady beschreibt (Chall.-Rep. Taf. 98, Fig. 13 bis 17), bei dem anderen Exemplare ist die Basis schmäler.

Die Unzulänglichkeit meines Materials, welches nur aus zwei besser erhaltenen Exemplaren, die zur Abbildung gebracht wurden, und einem unsicheren Fragment besteht, gestatteten es leider nicht, die Kenntniss dieser schönen Art durch die Untersuchung im Dünnschliffe zu fördern. Die zweireihige Anordnung der Kammern spricht dafür, dass hier eine von *Carpenteria proteiformis* verschiedene Art vorliege. Vielleicht ist ein Theil der von Goës beschriebenen Exemplare, namentlich (l. c. Fig. 211) hierherzubeziehen. Die Anordnung der Kammern erinnert an die grossen, ausgewachsenen Exemplare von *Rupertia stabilis*, die Basis des einen Exemplars und die Mündungsform an *Carpenteria*, namentlich *C. utricularis Cart.*

Die Länge des grösseren Exemplares beträgt: 3 Millimeter, die Breite 1·5 Millimeter.

Fundort: Wola łużanska.

Pulvinulina.

Die Gattung *Pulvinulina* ist in der zu beschreibenden Fauna durch drei wohlcharakterisirte Arten vertreten:

P. bimammata Gümb.
P. rotula Kaufm.
P. concentrica Park. & Jon.

Die letztere Form gehört in die Gruppe der *Pulv. Menardi*, welche nach Parker, Jones und Brady littorale, in 10—100 Faden Tiefe lebende Typen enthält. Die beiden anderen Arten lassen sich dagegen in keiner der von Parker und Jones aufgestellten Gruppen, welche vorwiegend nur die recenten Typen berücksichtigten, einreihen, obwohl sie in jeder Beziehung typische Pulvinulinen sind. Die beiden Formen zeigen ein Dickenwachsthum, wie *Pulv. elegans* oder *Partschi*, und nehmen so eine verhältnissmässig hohe Organisationsstufe ein. Da die beschriebene Fauna einen entschieden littoralen Charakter besitzt und die beiden Arten gerade zu den häufigsten der ganzen Fauna gehören, müssen sie als littorale Formen betrachtet werden. *P. rotula* und *bimammata* unterscheiden sich nur durch die Grösse und die äussere Form. Die erstere ist kleiner und auf der einen Seite flach, auf der anderen stark aufgebläht. Die letztere grösser und beiderseits gewölbt. Ich vermuthete hier anfangs ein dimorphes Paar, theils mit grosser, theils mit kleiner Centralkammer. Diese Vermuthung hat sich jedoch nicht bestätigt. Beide Formen haben mittelgrosse Centralkammern. Kaufmann hat die *Pulvinulina rotula* unter dem Gattungsnamen *Hemistegina* beschrieben und diese Gattung in die Nähe von *Amphistegina* gestellt. Meine Untersuchung ergab die Zugehörigkeit zu den echten Pulvinulinen. Vielleicht gehört *Rotalia cassiana Gümbel* aus der oberen Trias von St. Cassian in die Verwandtschaft dieser Formen.

24. *Pulvinulina concentrica Park & Jon.*

Taf. III, Fig. 3, 4.

Pulvinulina concentrica Park. & Jon. Msc., Brady, 1864, Transact. Linn. Soc. London, vol. XXIV, pag. 470, Taf. 48, Fig 14.
" " *Parker and Jones*, 1865, Phil. Transact. vol. 155, pag. 393.
Discorbina vestita Seguenza, 1880, Mem. R. Accad. dei Lincei ser. III, vol. VI, pag. 148, 228, Taf. XIII, Fig. 39.
Pulvinulina concentrica Brady, 1884, Chall.-Rep., pag. 686, Taf. 105, Fig. 1.

Das ziemlich flache, auf der Spiralseite leicht gewölbte Gehäuse besteht aus zwei Umgängen, von denen der äussere aus 6 oder 7 Kammern zusammengesetzt ist, während im inneren 5 oder 6 Kammern zu erkennen sind. Auf der Spiralseite sind beide, auf der Nabelseite ist nur der äussere Umgang sichtbar. Die Schlusskammer ist stets ziemlich stark aufgebläht. Sehr bezeichnend ist die Beschaffenheit der Kammernähte, welche auf der Unterseite stark vertieft erscheinen, auf der Oberseite aber von breiten Streifen von heller und dichter Schalenmasse bedeckt

sind. Der Rand wird durch einen stumpfen breiten Kiel gebildet, welcher aus derselben Masse besteht. Die Kammerwände der Oberseite heben sich daher von den Nähten und dem Rande durch ihre dunklere Färbung und tiefe Lage sehr gut ab. Namentlich die innersten Kammernähte sind stark mit heller dichter Schalenmasse bedeckt, so dass die Kammern nur mehr als leichte Grübchen zum Vorschein kommen. Sehr bezeichnend ist ferner die Unterseite, wo man dem randlichen stumpfen Kiele parallel eine Reihe marginaler Schalentheile bemerkt, die sich durch andere Färbung, ihre tiefere Lage und deshalb auch dünnere Schale von der übrigen Kammerwandung unterscheiden. Dieselben könnten vielleicht am ehesten als Narben ehemaliger randlicher Mündungen betrachtet werden, wie sie bei der *elegans*-Gruppe der Gattung *Pulvinulina (Epistomina Terquem)* bekannt geworden sind. Brady und die übrigen Autoren, welche diese Form beschrieben haben, erwähnen zwar nichts davon, allein der thatsächliche Befund scheint dafür zu sprechen. Die aufgeblähte Schlusskammer zeigt bei meinen Exemplaren indessen niemals die randliche, sondern nur die normale Mündung an der Innenseite der letzten Scheidewand. Seguenza (l. c.) und Brady bilden dagegen Exemplare ab, bei welchen die letzte Kammer ebenfalls eine deutliche Narbe aufweist.

Im Dünnschliff erkennt man die ausserordentlich feine Punktirung der Schale, die Scheidewände sind einfach.

Variationen hat die Species so gut wie keine, nur die Grösse des Gehäuses ist Schwankungen unterworfen. Der Durchmesser beträgt bei den Durchschnittsexemplaren 0·8 Millimeter, doch erreichen einzelne Formen auch den Durchmesser von 1·2 Millimeter.

Die Uebereinstimmung der karpathischen Formen mit den Darstellungen von Brady und Seguenza lässt nichts zu wünschen übrig, ich glaube daher die Bestimmung als gesichert ansehen zu können. *Pulvinulina concentrica* ist nach Brady (l. c.) von mehreren Stellen des nördlichen und südlichen Atlantic und des südlichen Pacific bekannt. Seguenza entdeckte diese Form im Pliocän und Tortonian der Provinz Reggio (Calabrien). *P. concentrica* gehört nach Parker, Jones und Brady in die Gruppe der *Pulv. Menardi,* welche Littoraltypen enthält, die ihre Hauptentwicklung zwischen 10 und 100 Faden Tiefe erreichen.

Gümbel beschreibt unter dem Namen *Rosalina asterites* (For. nordalp. Eoc., pag. 658, Taf. II, Fig. 101) eine Form aus dem nordalpinen Eocän, die mir mit der *Pulv. concentrica* identisch zu sein scheint. Brady hingegen stellt die Gümbel'sche Art zu *Pulv. repanda* (Chall.-Rep., pag. 690). Aus der Beschreibung und Abbildung bei Gümbel geht weder das eine, noch das andere mit Sicherheit hervor. Hantken macht eine Form aus dem Kleinzeller Tegel als *Discorbina asterites Gümb.* namhaft, die mit Gümbel's Form ganz übereinstimmen soll (Clav. Szaboi Sch., pag. 75). Vielleicht gehört auch diese Art hierher.

Pulv. concentrica ist in Wola lužanska ziemlich häufig, es liegen mir über 20 Exemplare davon vor.

25. *Pulvinulina bimammata Gümb.*

Taf. III, Fig. 7, 8. Taf. V, Fig. 4, 5, 8.

Hemistegina rotula Kaufmann. 1867, partim, Pilatus, Beitr. zur geol. K. d. Schweiz, Bd. V, pag. 150.
Rotalia bimammata Gümbel. 1868, Foram. nordalp. Eoc., pag. 649, Taf. II, Fig. 85.
Rotalina bimammata Terquem. 1882, For. de l'Eocène des envir. de Paris, Mém. Soc. géol. France 3. ser., II. vol., pag. 66, Taf. XIII, Fig. 5—13.

Besitzt ein beiderseits, aber ungleich stark gewölbtes rundes Gehäuse mit ziemlich scharfem Rande. Auf der flacheren Oberseite sind sämmtliche Umgänge sichtbar, soweit die Nähte überhaupt ausgenommen werden können, auf der stärker gewölbten Nabelseite ist nur der letzte Umgang zu sehen. Bezeichnend sind für diese Art die schmalen Umgänge, deren man 3—4 zählen kann und die grosse Anzahl (11—19) von ziemlich schmalen, kleinen Kammern, in welche die Umgänge durch schief nach rückwärts gerichtete Scheidewände abgetheilt sind. Die Nähte sind bei einigen Exemplaren recht gut, wenn auch stets nur durch die Schale durchschimmernd, zu erkennen, bei den meisten aber sind sie durch verhältnissmässig mächtige, auf der Aussenseite der Schale erfolgte Ablagerungen von Kalksubstanz theilweise oder gänzlich unsichtbar gemacht. Nur die Kammernähte des letzten Umganges oder mindestens eines Theiles desselben sind stets sichtbar. Die Mitte der Nabelseite nimmt eine kräftige, runde Nabelschwiele ein, von welcher aus die Nähte gegen den Rand verlaufen. Die letzteren zeigen dabei die Eigenthümlichkeit, sich in der Mitte ihrer Erstreckung zu theilen und sich mit den entsprechenden benachbarten Nähten zu verbinden. Alle Exemplare zeigen ausnahmslos dieses Verhalten. Das Spiralblatt ist dick und so wie die Nähte und die Nabelschwiele hellgelblich-grau gefärbt und hebt sich dadurch von den dunkleren Kammerwänden ab. Die Mündung ist eng, liegt am Innenrande des letzten Septums und ist der Oberseite genähert.

Im Dünnschliffe erkennt man, dass die Scheidewände ein einfaches, dünnes Blatt bilden, wie bei allen echten Pulvinulinen. Da, wo die Mündung angelegt ist, erscheinen sie nach aussen aufgewulstet und verdickt. Eine feine, diese Partie der Septa durchsetzende Linie beweist, dass am verdickten Ende eine lamelläre Verdickung eintritt. Auch die Schale des vorhergehenden Umganges lässt der Mündung gegenüber eine kleine Verdickung erkennen. Ferner zeigt es sich, dass die Oberfläche der inneren Umgänge mit eigenthümlichen warzen- oder zapfenartigen Fortsätzen dicht bedeckt ist, während die aussen sichtbare Oberfläche des letzten Umganges ziemlich glatt ist. Die Durchbohrung ist eine sehr feine und dichte. Im Querschnitte erkennt man sehr schön das eigenthümliche Dickenwachsthum der Schale, welches dadurch hervorgerufen wird, dass sich die Schale einer jeden neuen Kammer auch auf das übrige Gehäuse ausbreitet und so die deutliche Schichtenstructur der Schale wie bei den Nummuliten bedingt. Brady hat dieses Verhalten bei Tiefseeformen von *Pulvinulina Partschi* beschrieben (Rep. Chall.-For., pag. 700), während die hier vorliegenden Formen

entschieden als littorale anzusehen sind. Natürlich wird durch diese Art des Wachsthums, das offenbar eine höhere Organisationsstufe bedingt, die Schale allmälig gänzlich opak und die Scheidewände der inneren Umgänge werden unsichtbar gemacht. Die Nabelschwiele ist meist etwas heller gefärbt wie die übrige Schale, aber ebenfalls fein durchbohrt.

Die runde Anfangskammer ist ziemlich klein, aber deutlich und selbstständig erkennbar, auf dieselbe folgt eine zweite, länglich zerzogene Kammer und dann die weiteren normalen spiral angeordneten Kammern.

Diese Species erscheint durch die Art ihres Wachsthums, die grosse Anzahl der Kammern eines Umganges, das Anastomosiren der Nähte der Unterseite, die Nabelbildung sehr gut charakterisirt und kann mit keiner anderen Pulvinulinenform verwechselt werden. Die Uebereinstimmung mit der bayrischen Form ist eine vollkommene. Die Abbildungen der Nabelseite der Gümbel'schen Exemplare zeigt allerdings eine spirale Linie (l. c. Fig. 85 a und 85 c) auf der Nabelseite, wodurch es den Anschein erhält, als wären hier die Umgänge sichtbar, doch dürfte dies wohl ein Zeichenfehler sein. Der directe Vergleich mit Exemplaren von den Originalfundorten ergab die vollständige Uebereinstimmung der bayrischen mit den galizischen Formen, selbst die hellgelbliche bis graue Färbung der Exemplare ist beiden Vorkommen gemeinsam. Ob die Exemplare, welche Terquem beschreibt (l. c.), wirklich zu *Pulv. bimammata* gehören, lässt sich nach den augenscheinlich nicht sehr zutreffenden Abbildungen nicht sicher entscheiden. Unter einigen Exemplaren von *Hemistegina rotula Kaufmann,* welche mir Herr Kaufmann in zuvorkommendster Weise zum Vergleiche zuzusenden so freundlich war, befand sich auch eine Form, die mit *P. bimammata* zu vereinigen ist (vergl. *P. rotula K.*).

Eine ähnliche Beschaffenheit der Nähte der Nabelseite zeigen *Rotalia carinata* und *lobata Orb.* (For. de l'ile de Cuba, Taf. V, Fig. 19—21, 25, Taf. VI, Fig. 1, 2), doch sind diese Formen mit *Pulv. bimammata* nicht näher verwandt, da sie zur Gattung *Rotalia* im engeren Sinne gehören (vergl. Brady, Chall.-Rep., pag. 703).

Pulvinulina bimammata ist in Wola lużanska ausserordentlich häufig, sie ist wohl mit *Num. semicostata* die häufigste Form der gesammten Fauna. Durch den Dünnschliff konnte sie ausserdem in Michalczowa und Rajbrot nachgewiesen werden. Andere völlig sichergestellte Vorkommnisse stammen aus dem Eocän der bayrischen Alpen und aus dem ligurischen Flysch der Wängenalpe (Pilatus). Fugger und Kastner[1]) haben diese Art im Eocän des Untersberges nachgewiesen.

26. *Pulvinulina rotula Kaufmann.*

Taf. III, Fig. 5, 6. Taf. V, Fig. 6, 7.

Hemistegina rotula Kaufmann 1867. Pilatus, Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, V. Lfg., pag. 150, Taf. VIII, Fig. 19.

[1]) Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg 1885, pag. 117.

Rotalia campanella Gümbel 1868. For. nordalp. Eoc. Taf. II, Fig. 86, pag. 650.
(?) *Rotalina campanella Terquem* 1882. For. de l'Eocène des env. de Paris. Mém. Soc. geol. France. 3. sér., II, pag. 74, Taf. VII, Fig. 1—4.

Diese Art ist nach demselben Bauplane gestaltet, wie die vorhergehende, es ist daher eine ausführliche Beschreibung überflüssig, die Angabe der unterscheidenden Merkmale wird genügen. *Pulv. rotula* zeigt eine flachere Spiralseite als *P. bimammata*, bei gleichzeitig viel stärkerer Wölbung und kräftigerer Entwicklung der Nabelschwiele. Ausserdem ist der Rand stärker zugeschärft und tritt mehr saumartig hervor, so dass die *Pulv. rotula* dadurch eine sehr charakteristische Glockenform erhält, wie dies Gümbel's Bezeichnung zum Ausdruck bringt. Die Nähte sind hier wegen der noch bedeutenderen Schalenverdickung noch schlechter zu sehen, wie bei *Pulv. bimammata;* auf der Nabelseite zeigen sie dieselben Anastomosen, wie bei der ersteren Form.

Im Querschnitt tritt die Nabelschwiele durch ihre grössere Durchsichtigkeit hell hervor, die Anordnung der Kammern und Umgänge ist genau dieselbe, wie bei *P. bimammata*, nur ist die Form derselben durch die grössere Höhe und stärkere Wölbung der Nabelseite verändert.

Obwohl *P. bimammata* und *rotula* einander sehr nahe stehen, lassen sich die an einem Fundorte auftretenden Formen doch ohne Schwierigkeiten in zwei Gruppen bringen, für welche besondere Namen zu führen sich aus praktischen Gründen empfehlen dürfte. Der so bezeichnende Gümbel'sche Name *P. campanella* musste zu Gunsten der älteren Kaufmann'schen Bezeichnung fallen gelassen werden. Der Freundlichkeit des Herrn F. J. Kaufmann verdanke ich Vergleichsexemplar von der Wängenalpe, welche trotz des schlechten Erhaltungszustandes die vollkommene Identität der schweizerischen und der karpathischen Vorkommnisse erwiesen. Die Exemplare von der Wängenalpe sind mit einer dünnen thonig-sandigen Kruste überzogen, welche man entfernen muss, um den Verlauf der Scheidewände zu erkennen und dies gelingt nur unvollkommen. Aus dem Vergleich des Querschnittbildes, welches Kaufmann gegeben hat, mit meinen Figuren erhellt sofort die gänzliche Uebereinstimmung. Wie schon bei *P. bimammata* erwähnt wurde, kommen an der Wängenalpe beide Arten, *P. bimammata* und *rotula*, vor, da sich aber die Beschreibung und Abbildung bei Kaufmann wesentlich auf die letztere Form bezieht, so schien es mir am richtigsten, für *P. bimammata* den alten Namen zu belassen, dagegen die Bezeichnung *P. rotula* auf die hier beschriebene und von Gümbel *R. campanella* genannte Form zu beschränken.

Die Gattung *Hemistegina* von Kaufmann kann nicht wohl aufrechterhalten werden, sie verfällt der Synonymie von *Pulvinulina*. Brady hat *Hemistegina* zu *Amphistegina* eingereiht. (Chall.-Rep. pag. 741.)

De la Harpe gab ein schematisirtes Durchschnittsbild von *Hemistegina*, welches unrichtig ist und auch mit Kaufmann's zutreffender Darstellung nicht übereinstimmt. (Monogr. d. Nummul. Abh. d. schweiz. paläontolog. Gesellsch. Bd. VII, 1880, pag. 36.)

Jene Form, welche Schwager aus dem lybischen Eocän als *P. cf. campanella* beschrieb, dürfte wohl mit *P. rotula* verwandt sein, aber nicht direct dazu gehören.

P. rotula kennt man, wie die *P. bimammata*, mit Sicherheit nur aus dem Eocän der bayerischen Alpen, dem Kalklager des ligurischen Flysches der Wängenalpe und dem Eocän des Untersberges.[1]) In Wola lużanska ist die *P. rotula* ausserordentlich häufig, doch seltener wie die *P. bimammata.* Ausserdem dürfte ein Durchschnitt in einem Dünnschliff von Kobylanka auf *Pulv. rotula* zu beziehen sein.

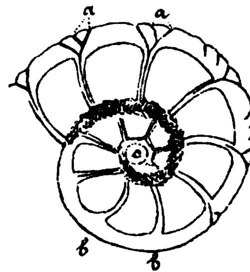
27. *Rotalia lithothamnica n. sp.*

Taf. V, Fig. 9—11.

Gehäuse beiderseits ziemlich stark gewölbt, aus zwei bis drei Umgängen bestehend, von welchen der letzte aus 10 bis 12 Kammern zusammengesetzt ist. Auf der Oberseite sind die Nähte sehr undeutlich, ja meist gar nicht zu sehen, nur bei wenigen Exemplaren erkennt man ausnahmsweise die Kammernähte leicht angedeutet. Auf der Unterseite dagegen sind sie sehr deutlich; sie liegen in schwach vertieften Rinnen, welche zuweilen beiderseits von leichten Wülsten begleitet werden. In der Nähe des Aussenrandes verzweigen sich die den Scheidewänden entsprechenden vertieften Linien in mannigfacher Weise und treten mit den Verzweigungen der benachbarten Scheidewände in Verbindung. Dadurch erhält die Schale in der Nähe des Randes eine gekörnelte warzige Oberfläche. Bei einigen Exemplaren dehnt sich jedoch die durch die beschriebenen Verzweigungen hervorgerufene Körnelung auf den grössten Theil oder die ganze Oberfläche der Unterseite aus. Die Mitte der Unterseite wird von einem dicken, rundum durch eine vertiefte Linie abgegrenzten und stark vorspringenden Knopf eingenommen. Am Aussenrande erscheinen zuweilen kurze dornenartige, den einzelnen Scheidewänden entsprechende Fortsätze, die aber auch fehlen können. Die Oberseite ist matt, ohne Sculptur, nur am Rande erkennt man feine Streifen, welche mit der Körnelung der Unterseite in Zusammenhang stehen. Mündung normal.

Die Untersuchung des Dünnschliffes ergibt mit vollkommener Sicherheit die Zugehörigkeit dieser schönen Art zur Gattung *Rotalia* im engeren Sinne. In den Scheidewänden verlaufen deutliche Canäle, welche sich im Spiralblatt verzweigen und in den Einkerbungen des Randes nach Aussen münden. Es entspricht so die oberflächliche Sculptur der Lage der Canäle. Der Hauptcanal biegt, aus der Scheidewand heraustretend, bogenförmig nach rückwärts um und die Verzweigungen gehen sämmtlich nach vorn ab. (Vergl. die beistehende Fig. 6. Bei *a* münden die Scheidewandcanäle, bei *b* erscheinen die Canäle weggeschliffen, *c* ist die Centralkammer.

Fig. 6.



Rotalia lithothamnica n. sp.

[1]) Naturwissensch. Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. 1885, pag. 117.

Die kurzen, dornartigen Fortsätze des Aussenrandes dürften es ohne Zweifel sein, in welchen die Verzweigung der Scheidewandcanäle am reichsten ist, leider konnte ich kein derartiges Exemplar im Dünnschliff untersuchen.

Der Dünnschliff zeigt ausserdem die feine Perforirung der Schale, das Vorhandensein einer verhältnissmässig grossen, runden Anfangskammer und die lamelläre Verdickung der Oberseite, welche Verdickung das Sichtbarwerden der Nähte verhindert.

Variationen machen sich in Bezug auf die Wölbung der beiden Seiten des Gehäuses und die Ausdehnung der Körnelung der Unterseite geltend. Die Körnelung beschränkt sich meist auf die dem Rande genäherte Schalenpartie, dehnt sich aber zuweilen fast auf die ganze Unterseite aus. Bei einzelnen Exemplaren ist der äussere Umgang am Rande eingesenkt, der Rand selbst etwas mehr zugeschärft und die inneren Umgänge treten auf der Oberseite knaufförmig hervor.

Die nächst verwandten Formen sind ohne Zweifel *Rotalia Beccari Linn.*, *Rotalia papillosa* und besonders die *var. compressiuscula Brady* dieser Art (Chall.-Rep. Taf. 108, Fig. 1, pag. 708). Die Unterschiede in Bezug auf die Ornamentik sind jedoch so auffallend, dass eine Verwechslung ausgeschlossen erscheint. Das Vorhandensein des dicken Mittelknotens auf der Unterseite nähert die Art besonders an die *Rot. papillosa var. compressiuscula*, ebenso die vertieften Nähte und die Körnelung. Die Beschaffenheit der Oberseite, das Vorhandensein von Verzweigungen der vertieften Nahtlinien, die Andeutung von Dornen am Aussenrande bei der karpathischen Form bedingen deren Selbstständigkeit. Die Neigung zur Dornenbildung am Aussenrande nähert die Art einigermassen an *Rotalia dentata Park & Jon.* und *Rot. calcar Orb.*; ein Blick auf die Abbildungen genügt indessen, um die Verschiedenheit zu erkennen.

Terquem hat in seiner Arbeit über die Foraminiferen des Pariser Eocäns (Mém. Soc. geól. France, 3. sér., t. II) mehrere Rotalinen zur Abbildung gebracht, unter welchen sich auch die *Rotalia lithothamnica* befinden mag. Namentlich die als *Rotalina Suessonensis Orb.* (Taf. V, Fig. 3) und *Rotalina Guerini Orb.* (Taf. VI, Fig. 3) beschriebenen Formen scheinen Beziehungen zu unserer Art zu besitzen. Wenn die Abbildungen dieser von Orbigny nur mit wenigen Worten berührten Arten bei Terquem den Originalen genau entsprechen, dann kann allerdings von einer Identität nicht die Rede sein. So gewiss es nun einerseits ist, dass die betreffenden Abbildungen schematisirt und daher unzureichend sind, so ist es doch andererseits unmöglich, auf blosse Vermuthungen hin Identificationen vorzunehmen, und es bleibt daher nichts Anderes übrig, als die beschriebene Art mit einem neuen Namen zu versehen. Weitere Formen, die mit der unseren möglicher Weise Beziehungen haben könnten, sind *Rotalia radiata Terq.* und *R. armata Orb.*

Aus dem bayerischen Eocän hat Gümbel eine in Bezug auf die Gesammtform des Gehäuses ähnliche Art als *Truncatulina kallomphalia* beschrieben (pag. 659, Taf. II, Fig. 102), da diese Art jedoch als grobporig beschrieben wird, ist eine Identität nicht anzunehmen.

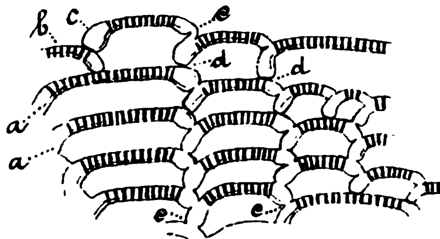
Vorkommen: Wola lużanska, häufig.

28. *Gypsina globulus Reuss.*

Ceriopora globulus Reuss. 1847, Haidinger's Naturwiss. Abhandl., II, pag. 33, Taf. V, Fig. 7.
Orbitolina laevis Parker und *Jones,* 1860, Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 3, vol. VI, pag. 31.
Tinoporus pilaris Brady, 1876, Ann. Soc. malac. Belg. vol. XI, pag. 103.
" *baculatus var. sphaeroidalis Carter*, 1877, Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 4, vol. XIX, pag. 215, Taf. XIII, Fig. 18, 20.
" *vesicularis, var. sphaeroidalis*, Id. 1877, ibid. vol. XX, pag. 173.
Ceriopora globulus Hantken, Földtani közlöny (Geologische Mittheilungen, 1880, Budapest, pag. 83.
Tinoporus globulus Hantken, 1884, *Clavulina-Szaboi*-Schichten im Gebiete der Euganeen etc. Mathem.-naturwiss. Berichte aus Ungarn, pag. 167.
Gypsina globulus Brady, Challenger-Report, 1882—1884, pag. 717, Taf. 101, Fig. 8.

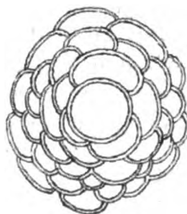
Diese nette Species, deren Foraminiferennatur so lange verkannt wurde, liegt mir in zahlreichen Exemplaren vor. Die äusseren Formverhältnisse wurden schon zu wiederholten Malen dargestellt, so dass ich hier nicht weiter darauf einzugehen brauche. Das kleinste meiner Exemplare hat einen Durchmesser von 0·5 Millimeter, das grösste misst 2 Millimeter, zwischen diesen Grenzen finden sich alle Mittelstufen vor.

Fig. 7.



Gypsina globulus.
Durchschnitt durch die äussere Schalenpartie: *a)* Trennungslinie zwischen der äusseren und der inneren Lamelle. Wegen ihrer Feinheit ist diese Trennungslinie an vielen Stellen der Zeichnung beim Drucke ausgeblieben. *b)* Punktirter Decktheil. *c)* Verdickter, nicht perforirter Seitentheil. *d)* Stellen, wo die Seitentheile nicht dicht aufliegen und eine Communication zwischen benachbarten Kammern möglich ist. *e)* Stellen, wo die Seitentheile mit dem älteren Theil des Gehäuses dicht verschmelzen.

Fig. 8.



Gypsina globulus Rss.
Durchschnitt durch die Centralkammer, halbschematisch.

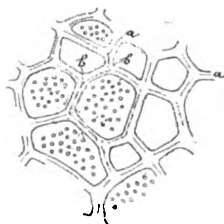
Auch der innere Bau wurde schon mehrfach besprochen, aber noch nicht in erschöpfender Weise. Fig. 8, nach einem im Allgemeinen nicht sehr guten, aber durch die Mitte des Gehäuses gehenden Schliff gezeichnet, lässt die ziemlich grosse runde Centralkammer erkennen, um welche sich die nächstfolgenden Kammern in unregelmässiger Spirale anlegen. Mit zunehmendem Wachsthum wird die Anordnung der niedrigen

Kammern allmälig eine cyklische und ziemlich streng radiale. Dabei alterniren die Kammern der aneinandergrenzenden Radien, wie dies schon Carpenter, Carter und Brady dargestellt haben. Da das Gehäuse an der Peripherie fortwährend wächst, muss von Zeit zu Zeit die Einschiebung neuer Reihen von Kammern erfolgen, doch treten manchmal Unregelmässigkeiten ein, indem eine bereits angelegte neue Reihe durch die nächstfolgende abnorm breite Kammer wieder unterdrückt werden kann (Fig. 7). Die inneren Kammern haben die Form von Kugelabschnitten, erst weiter nach aussen, mit Beginn der radiären Anordnung nehmen sie eine breite, flach prismatische, nach aussen nur schwach convexe Form an und es macht sich eine scharfe Sonderung geltend zwischen der punktirten Decke *(b)* und den undurchbohrten soliden Seitentheilen *(c)* der einzelnen Kammern. Der Umriss der äusseren Kammern ist ein unregelmässig vieleckiger, der der inneren mehr gerundet.

Die Decke erscheint von ziemlich groben Poren durchsetzt, die undurchbohrten, mehr oder minder senkrecht gestellten Seitenwände sind stets oder fast stets verdickt und legen sich nicht mit der ganzen Breite der Basis, sondern nur mit der schmalen, inneren oder auch äusseren Kante derselben an ihre Vorgänger an. Der Innenseite der Seitenwand genähert, verläuft eine feine Linie, welche sich bei einiger Aufmerksamkeit auch in dem Decktheil der Kammern verfolgen lässt und nahe der inneren Begrenzung der Kammerwand verläuft *(a)*. Wie aus der Betrachtung eines durch die Mitte des Gehäuses gelegten Schliffes hervorgeht, legen sich die Basaltheile der jüngeren Kammern vorwiegend wieder an die Basaltheile, viel seltener an die Decktheile der älteren Kammern an, eine Art des Wachsthums, welche offenbar bei dem Umstande, dass die Basaltheile der Kammern stark verdickt und undurchbohrt sind, wesentlich zu Verfestigung des ganzen Gehäuses beitragen muss.

Legt man den Schliff parallel der Tangentialfläche durch den peripherischen Theil des Gehäuses, so erhält man im Mikroskop ein polygonales Balkenwerk, zwischen welchem die punktirten Deckflächen durchschimmern (Fig. 9). Das polygonale Netzwerk entspricht den Durchschnitten durch die Basaltheile der einzelnen Kammern, und es scheint bei flüchtiger Betrachtung in einer Ebene zu liegen, in Wirklichkeit geht aber der Durchschnitt durch die Basaltheile von Kammern verschiedenen Alters und das Netzwerk stellt sich nur deshalb als zusammenhängend dar, weil, wie schon erwähnt, die einzelnen Basaltheile der jüngeren Kammern meist immer wieder die entsprechenden darunter liegenden Basaltheile der älteren Kammern als Basis benützen.

Fig. 9.



Gypsina globulus Rss.

Die Linien, welche im Radialschnitt in den Seitenwänden zu sehen sind, kann man auch im Tangentialschnitt (Fig. 9 *a*) sehr gut verfolgen. Man bemerkt aber ausserdem an den Stellen, wo die Seitenwände unter einem Winkel zusammenstossen, hie und da radiäre Linien (Fig. 9 *b*), über deren Bedeutung ich mir nicht klar werden konnte.[1])

[1]) Vielleicht sind dieselben erst während des Schleifens entstanden.

Mit Sicherheit geht jedoch hervor, dass jede Kammerwand, sowohl in der durchbohrten horizontalen Deckpartie, wie in den seitlichen verticalen Basaltheilen nicht aus einem einfachen, sondern einem doppelten Blatte besteht. Das innere Blatt ist sehr fein und schmal und ist wohl durch nachträgliche Verdickung, nachdem das äussere bereits bestand, von innen aus abgesondert worden. Der Schliff durch die Anfangskammern, der in Fig. 8 schematisch dargestellt ist, lässt diesen Bau der Kammerwände schon bei den Kammern erkennen, die sich direct an die Centralblase anlegen. Ueber die Beschaffenheit der letzteren konnte in dieser Richtung nichts Sicheres ermittelt werden. Dieselbe Beschaffenheit besitzen auch die Kammerwände von *Gypsina vesicularis*, einer der *Gypsina globulus* sehr nahe stehenden Art, wie aus einer Zeichnung Brady's [1]) hervorgeht. Leider gibt Brady keine nähe Beschreibung im Texte.

Carpenter [2]) und H. J. Carter (l. c.) bemerkten bei der Beschreibung der Gypsinen, dass in den verticalen Seitenwänden Poren vorhanden sind, welche eine Verbindung zwischen den einzelnen Kammern herstellen. Solche Poren konnte ich in meinen Schliffen nicht mit Bestimmtheit wahrnehmen. Da die Lage dieser Poren bei Carpenter eine schiefe ist, gewinnt es den Anschein, als hätte Carpenter die Erscheinung, die sich dadurch ergibt, dass die Basaltheile nur mit einer Kante auf dem älteren Theile des Gehäuses aufruhen, für Poren genommen (vergl. Fig. 7). Eine Verbindung zwischen den einzelnen Kammern scheint hier in der That an einzelnen Stellen stattgefunden zu haben. Man sieht nämlich (Fig. 7 *d*), dass der verticale Basaltheil zuweilen nicht ganz dicht auf seiner Basis aufruht, sondern dass ein schmaler Zwischenraum freibleibt, es ist dies jedoch nur an einzelnen Stellen zu sehen. Wir können aber in diesem Falle nicht von Poren sprechen, sondern von Zwischenräumen, welche durch das nicht ganz dichte Anlegen der folgenden Kammer auf den Wänden der vorhergehenden verursacht werden.

Gypsina globulus kommt nach Brady fast stets mit *Gyps. vesicularis* vor. In Wola lużanska ist die erstere Art sehr häufig, letztere jedoch fehlt vollständig. Nach Brady kommen die Gypsinen hauptsächlich in den korallinen Sanden und der Littoralzone der wärmeren Breiten vor, bewohnen jedoch vereinzelt auch grössere Tiefen bis zu 400 Faden (Challenger-Report, pag. 717). Im fossilen Zustande wurde *Gypsina globulus* bisher nur aus Tertiärbildungen nachgewiesen, so aus dem Miocän von Oesterreich-Ungarn, Malta und Jamaica, aus dem Pliocän von Costa Rica, aus dem Tertiär von Palermo, Bordeaux und San Domingo. Hantken hat diese Art im oligocänen Ofner Mergel, im Graner Gebiete [3]) und in den oberitalienischen Priabona-Schichten nachgewiesen, Waters citirt aus dem Oligocän von Oberburg die nahe verwandte *Gypsina vesicularis*.

Carter's Gattungsname *Gypsina* wurde von Brady nur provisorisch angenommen, da möglicher Weise M. Schultze's *Acer-*

[1]) Challenger-Report, Taf. 101, Fig. 12.
[2]) Introduct. to the study of Foraminifera, 1862, pag. 226.
[3]) Uj Adatok A Buda-Nagykovacsii Hegysék és az esztergomi vidék Föld es őslénytanyi ismeretéhez. Budapester Akademie-Schriften, XIV, 1884, pag. 49, 28—35.

vulina die Priorität besitzt (Challenger-Report, pag. 718). In der That sind die Beziehungen der Gattung *Acervulina*, die seit Schultze nur von Marsson in einer fossilen Art aus der Rügenschen Kreide untersucht wurde, noch nicht genügend geklärt. Die Diagnose, die Schultze selbst gibt, scheint mir eher auf die Verwandtschaft mit *Planorbulina* hinzudeuten. Vorläufig ist es daher am passendsten, die Gattungsbezeichnung *Gypsina* beizubehalten.

29. Amphistegina sp. ind.

Einige Exemplare (7) gehören zur Gattung *Amphistegina*, eine nähere Bestimmung derselben ist leider unthunlich, da der Erhaltungszustand des vorhandenen Materials ein zu schlechter ist. Da das Auftreten dieser littoralen Gattung immerhin von Interesse ist, musste dieses Vorkommens wenigstens mit einigen Worten gedacht werden. Die Exemplare sind kleiner, als die Durchschnittsexemplare von *Amphisteg. Haueri* oder *A. Lessoni.*

Vorkommen: Wola lużanska.

30. Operculina complanata var. granulosa Leym.

Synonymie bei Brady, Chall.-Rep. pag. 743.[1])

Die von den Paläontologen zumeist auseinander gehaltenen Formen *Op. complanata, granulosa* und *ammonea* verbindet Brady (Rep. Chall.-Form. pag. 743) zu einer Art, indem er ausdrücklich betont und nachweist, dass die extremen Formen durch Uebergänge mit einander innig verbunden sind. Aus praktischen Gründen kann es immerhin in der Benennung zum Ausdruck gebracht werden, welche Form in einem bestimmten Falle vorliegt.

Von Wola lużanska liegen nur 8 Exemplare dieser bezeichnenden Art vor, so dass dieselbe nicht als häufig angesehen werden kann.

Geologisch-stratigraphische Bedeutung hat die *Op. granulosa Leym.* keine, sie kommt in allen näher untersuchten Eocän- und Oligocängebieten und Stufen vor und hält bis in die Jetztwelt an. Nach Brady (l. c.) bevorzugt diese Art die Littoralzone von 30—40 Faden Tiefe, wenn sie auch vereinzelt bis in 420 Faden Tiefe vorkommen kann. Im Atlantic, wie es scheint, fehlend, ist sie häufig in den tropischen und subtropischen Regionen des pacifischen Oceans und im rothen Meere. Im Tertiär hält sie sich fast ausschliesslich an die Nummuliten-, Bryozoen- und Lithothamnienkalke, also durchwegs an littorale Gebilde, in Ablagerungen thoniger Natur fehlt sie nahezu gänzlich.

31. Operculina sublaevis Gümb. (?)

Operculina sublaevis Gümbel, 1868, For. Nordalp. Eoc. pag. 665. Taf. II, Fig. 113.

Einige kleine Exemplare (5) dürften auf die genannte Art zu beziehen sein, da aber der Erhaltungszustand derselben ein recht

[1]) Zur Synonymie Brady's wäre hinzuzufügen Hantken's *Operc. granulosa* und *ammonea*, Clav. Szaboi-Sch. pag. 80, Taf. XII, Fig. 1, 2 und vielleicht auch Schwager's *Op. lybica* und *Op. pyramidum* Ehr. (?) l. c. Taf. XIX, Fig. 2, 4, pag. 142, 143 und Hantken's *Operculina hungarica.*

mangelhafter ist, und die Nähte nur undeutlich zu sehen sind, kann die Bestimmung umsoweniger als sicherstehend betrachtet werden, als die Kammern bei der galizischen Form etwas zahlreicher zu sein scheinen, als bei der bayrischen.

Fundort: Wola lużanska.

32. *Heterostegina reticulata Rütim.*

Heterostegina reticulata Rütimeyer, 1850. Ueber das Schweizerische Nummulitenterrain, Bern, pag. 109, Taf. IV, Fig. 61.

„ *helvetica Kaufmann*, 1867, Pilatus, Beitr. zur geol. K. d. Schweiz V. Lfg. pag. 153, Taf. IX, Fig. 6—10.

„ *reticulata Gümbel*, 1868, For. Nordalp. Eoc. pag. 662, Taf. II, Fig. 110.

„ „ *Hantken*, 1875, Clav. Szaboi-Sch. pag. 81, Taf. XII, Fig. 3.

Zu den mehrfachen Beschreibungen dieser Art habe ich in zoologischer Hinsicht nichts hinzuzufügen.

Wie die *Op. granulosa*, so gehört auch *Heterostegina reticulata* zu den gemeinsten Vorkommnissen im Eocän und Oligocän und erscheint hauptsächlich in Nummuliten, Bryozoën und Lithotamnien führenden Schichten. In den gegenwärtigen Meeren bevorzugen die Heterosteginen, wie die Operculinen die Littoralregion und kommen in grösseren Tiefen nur vereinzelt vor. (F. Brady, Chall.-Rep. pag. 746.)

Vorkommen: Wola lużanska, sehr häufig, meist etwas beschädigte oder abgeriebene Exemplare, selten vollkommen gut erhalten.

In Szalowa ist die Art ebenfalls vorhanden, doch konnten nur 2 Exemplare aufgefunden werden.

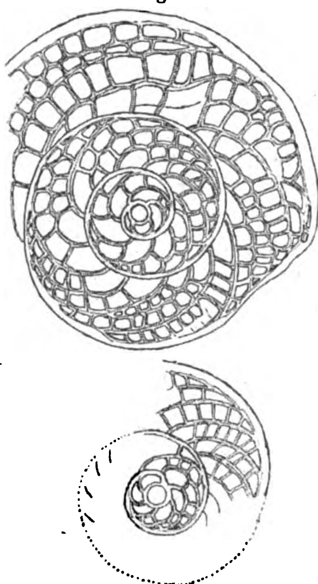
33. *Heterostegina carpatica n. sp.*

Taf. II, Fig. 14, 15.

Eine verhältnissmässig sehr langsam anwachsende Form, mit niedrigen Umgängen. Das Gehäuse ist linsenförmig, mit subcircularem Umriss, am Rande fein ausgezogen und in der Mitte ziemlich stark gewölbt. Die Schalenoberfläche ist im Allgemeinen glatt, es schimmern aber einzelne Secundärkammern durch, und fast stets springen dieselben sogar schwach warzenförmig vor. Das Gehäuse erhält dadurch ein sehr bezeichnendes Aussehen. Der Gehäuserand liegt nicht genau in einer Ebene, sondern erscheint schwach windschief verbogen. Dies bemerkt man namentlich beim jüngsten, äussersten Theile des letzten Umgangs, der übrigens in Folge geringer Dicke meist mehr oder minder abgebrochen ist.

Im Dünnschliff (Fig. 10) erkennt man zunächst die bezeichnendste Eigenthümlichkeit dieser Art, das überaus langsame Anwachsen des Gehäuses. Die Centralkammer hebt sich gut ab, die zweite, dritte und vierte Kammer ist einfach, erst die fünfte Kammer ist durch zwei Secundärwände unterabgetheilt. Kleine Unregelmässigkeiten in der Anlage der Secundärkammern zeigen sich hier ebenso, wie bei anderen Heterosteginen. Durchmesser 2·5—3·5 Millimeter.

Fig. 10.



Heterostegina carpatica n. sp.

Heterost. carpatica ist nahe verwandt mit der recenten *H. curva Moeb.* von Mauritius (Foraminif. von Mauritius Taf. XIII), die äussere Form und das langsame Anwachsen des Gehäuses ist beiden Arten gemeinsam, sie unterscheiden sich jedoch durch die Oberflächenbeschaffenheit. Die Oberfläche ist bei der letzteren Art glatt, bei der ersteren mit Wärzchen bedeckt, die schon mit dem freien Auge sichtbar sind. Die genannten Arten mussten daher specifisch getrennt werden.

Vorkommen: Wola lużanska, 7 Exemplare.

34. *Heterostegina cf. ruida Schwag.*

Heterostegina ruida Schwager, 1883. Foraminif. a. d. Eocänablag. d. lyb. Wüste, pag. 145, Taf. 29, Fig. 6.

Unter dem angezogenen Namen beschrieb Schwager eine Form aus dem Eocän der lybischen Wüste, welche sich namentlich durch flacheres Gehäuse, mangelnde Skulptur, und weniger stark hervortretende Anfangskammern von *Het. reticulata Rütim.* unterscheidet. In dieser Beziehung stimmen zwei Exemplare vollkommen mit Schwager's *H. ruida* überein, nur sind sie merklich grösser, als diese Art, und die Septa sind äusserlich noch weniger sichtbar, die Secundärkammern schimmern ganz leicht, kaum merkbar durch die Schale hindurch. Das geringe Material reicht leider zu eingehenderen Untersuchungen und zur näheren Feststellung der Art nicht aus, jedenfalls ist aber im Auge zu behalten, dass im mediterranen Alttertiär neben der stets citirten *H. reticulata* noch andere flache Heterosteginen-Formen auftreten.

Wola lużanska, selten. (2 Exempl.)

Orbitoides d'Orb.

Die untersuchte Fauna ist überaus reich an Orbitoiden, die Exemplare sind aber sehr häufig zerbrochen oder abgewetzt, so dass das Material kein besonders gutes genannt werden kann. Nachdem uns

Gümbel eine so ausgezeichnete Monographie der Orbitoiden geliefert hat, war die Bestimmung nicht mit Schwierigkeiten verbunden. Mikroskopisch-zoologische Untersuchungen wurden mit Hinblick auf die Mangelhaftigkeit des Materials, welches keine Aussicht bot, nach Gümbel's Monographie weitere wesentliche Details daraus fördern zu können, nur soweit vorgenommen, als sie zur Artenbestimmung erforderlich waren. Die Untergattung *Actinocyclina*, welche in anderen orbitoidenreichen Schichten häufig vorkommt, fehlt in unserer Fauna gänzlich. Ferner fehlt auch die Untergattung *Lepidocyclina*, die aber auch sonst seltener ist.

a) Discocyclina Gümb.

35. *Orbitoides papyracea Boub.*

Vergl. Gümbel, 1868, For. nordalp. Eoc., I, pag. 690, Taf. III, Fig. 1; Hantken, 1875, Clav. Szaboi-Sch, Taf. 11, Fig. 1, pag. 81.

Die Exemplare sind meist zerbrochen, nur wenige erscheinen in vollkommener Erhaltung.

Sehr häufig in Wola lużanska.

36. *Orbitoides dispansa Sow.*

Vergl. Gümbel l. c. pag. 701, Taf. III, Fig. 40—47; Hantken l. c. pag. 82, Taf. XI, Fig. 3; Abich H. Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. II, Wien, 1882, pag. 229.

Von dieser Art liegen nur zwei Exemplare von Wola lużanska vor, welche mit Gümbel's Beschreibung gut übereinstimmen. Hantken hat neuerdings eine verwandte Art als *Orb. eocaena*[1]) kurz beschrieben.

b) Rhipidocyclina Gümb.

37. *Orbitoides nummulitica Gümb.*

Vergl. Gümbel l. c. pag. 702, Taf. IV, Fig. 1—3, 17, 18.

Zahlreiche Exemplare bis zu 6 Millimeter, die mit Kaufmann's und Gümbel's Beschreibungen auf das vortrefflichste übereinstimmen.

Vorkommen: Wola lużanska, sehr häufig. Szalowa häufig. Rajbrot, Cieklin (?)

c) Asterocyclina Gümb.

38. *Orbitoides stellata d'Arch.*

Vergl. Gümbel l. c. pag. 713, Taf. II, Fig. 115, Taf. IV, Fig. 4—7; Hantken l. c. pag. 84, Taf. XI, Fig. 9.

Wohl die häufigste Orbitoidenart der Fauna; die Exemplare sind meist zerbrochen.

Vorkommen: Wola lużanska, sehr häufig. Szalowa, häufig. Rajbrot, sehr häufig.

[1]) Die Kohlenflötze und der Kohlenbergbau in den Ländern der ungarischen Krone. Budapest, 1878, pag. 218.

39. *Orbitoides stella Gümb.*

Vergl. Gümbel, l. c. pag. 716, Taf. II, Fig. 117, Taf. IV, Fig. 8 – 10, 19; Hantken, l. c. pag. 84, Taf. XI, Fig. 10.

Gemein in zahlreichen, gut übereinstimmenden Exemplaren.
Vorkommen: Wola lużanska, Szalowa, Rajbrot.

40. *Nummulites Tchihatcheffi d'Arch.*

Nummulites Tchihatcheffi d'Archiac & Haime, Descr. des animaux fossiles de l'Inde, pag. 98, Taf. I, Fig. 9, 1853.

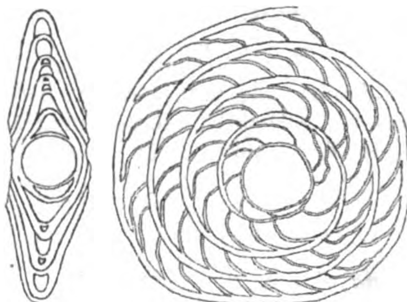
" " *d'Archiac* in P. de Tchihatcheff Asie mineure, Paléontologie pag. 204.

" " *Hantken*, Graner Braunkohlengebirge, Mittheil. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. geolog. Anstalt, Bd. II, pag. 140, Figuren hiezu (Copien nach d'Archiac) in der ungarischen Ausgabe.

" " *Vutskits G.,* A. Nummulitekröl általában különös tekintettel Erdély Nummulitjeire, Klausenburg 1883, pag. 42, Taf. IV, Fig. 12.

Diese wichtige Species liegt mir nur in wenigen Exemplaren von Wola lużanska und Szalowa vor, trotzdem glaube ich die Bestimmung als sicherstehend betrachten zu können. Die galizischen Exemplare stimmen sowohl in Bezug auf Form und Gestaltung, als auch den inneren Bau und die auffallend grosse Centralkammer mit den gegebenen Darstellungen vollkommen überein, wie man sich durch die Betrachtung der nebenstehenden Durchschnitte überzeugen kann.

Fig. 11.



Nummulites Tchihatcheffi d'Arch.

Nummul. helvetica Kaufm. dürfte wohl in die Synonymie von *N. Tchihatcheffi* einzubeziehen sein. (Pilatus, l. c. Taf. VIII, Fig. 1—12, pag. 145) De la Harpe identificirt beide Formen, jedoch mit einigem Vorbehalt. (Monogr. d. Schweizer Nummuliten 1880, Bd. VII, l. c. pag. 56, 76). Ebenso bezieht er einige Figuren aus Schafhäutl's Lethaea geognostica hierher (l. c. pag. 20).

Ueber die geologische Verbreitung dieser wichtigen Art siehe den allgemeinen Theil.

Fundort: Wola lużanska, Szalowa.

41. Nummulites Boucheri de la Harpe.

Taf. II, Fig. 7, 8, 10.

Nummulites vasca (pars) d'Archiac und *Haime,* Monogr., pag. 145, Taf. 9, Fig. 12 (non Fig. 11).

(?) „ *germanica (pars) Bornemann,* Foraminif. d. Tertiärb. von Magdeburg, Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. XII, 1860, pag. 158, Taf. 6, Fig. 6, 8, 9.

„ *striata var. Hantken,* Fauna der Clav. Szaboi-Schichten, pag. 85, Taf. XII, Fig. 5.

„ *Boucheri de la Harpe,* Nummul. des falaises de Biarritz, Bull. Soc. de Borda à Dax, 1879 vol. IV, pag. 146, Taf. I, Fig. IV 1—10, 1881, vol. VI, pag. 230, 243.

„ *Boucheri Vutskits* A. Nummulititekröl Altabán különös tekintettel Erdély Nummulitjeire, Kolozsvár 1883, pag. 60, Taf. II, Fig. 3.

„ *Boucheri de la Harpe,* Etude des Nummulites de la Suisse, Mém. Soc. paléont. Suisse Bd. X, 1883, pag. 179, Taf. VII, Fig. 33—59.

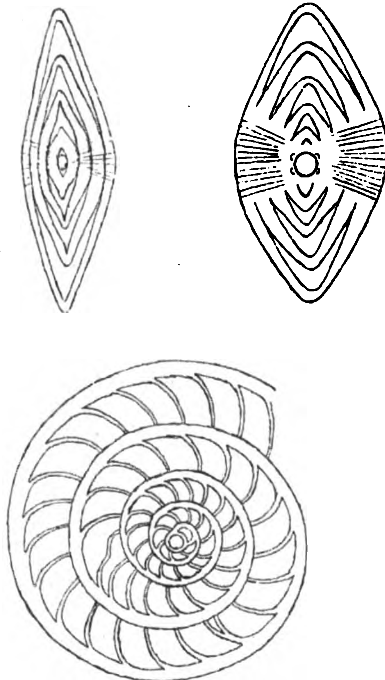
Kleine Form, meist ziemlich flach, mit zugeschärftem Aussenrande. Das Spiralblatt ist ziemlich dick, die Scheidewände verlaufen ziemlich regelmässig und erscheinen nur wenig gekrümmt und kaum nach rückwärts geneigt. Sie schimmern nur schwach unter der Aussenwand durch. Die eine Seite des Gehäuses ist in der Regel etwas stärker gekrümmt, als die andere, in der Mitte erscheint ein gerundeter Knopf, welcher auf der stärker gewölbten Seite etwas mehr hervortritt, wie auf der flacheren. Im Dünnschliff erscheint die Knopfsubstanz heller, wie die des Spiralblattes. Die Exemplare haben einen Durchmesser von 2 bis 3 Millimeter. Bei einem Durchmesser von 2·4 Millimeter sind ausser der Centralkammer und der zweiten Kammer 4 Umgänge vorhanden, von denen der innerste gewöhnlich aus 9, der zweite aus ungefähr 14, der dritte aus 17, der vierte aus 22 Kammern besteht. Die Kammern selbst sind höher als breit, die Höhe übertrifft die Breite gewöhnlich ungefähr um ein Drittel der letzteren. Die Anfangskammer ist ziemlich gross, und hebt sich sammt der zweiten Kammer gut vom übrigen Spiralgewinde ab. Die Form der zweiten Kammer ist länglich niedergedrückt.

Die mir vorliegenden karpathischen Exemplare variiren in Bezug auf die Dicke. Die meisten Exemplare sind ziemlich flach, einzelne aber werden dicker, ohne dass man im Stande wäre, eine schärfere Grenze zwischen beiden zu ziehen. Ich glaube daher beiderlei Formen zusammenziehen zu sollen, wie ja auch de la Harpe in seiner leider unvollendeten Monographie der Schweizer Nummuliten dicke und schmächtige Formen unter demselben Namen belässt; die ersteren bezeichnet er als *var. incrassata.*

Bei der Bestimmung der karpathischen Form stütze ich mich hauptsächlich auf die Darstellung de la Harpe's, welcher diese für die Grenzschichten zwischen Eocän und Oligocän so wichtige Art genau studirt hat. Die karpathischen Exemplare stimmen in Bezug auf äussere Form, Beschaffenheit der Centralkammer, Form und Zahl der Umgänge,

Form der einzelnen Kammern, Vorhandensein einer centralen Nabelschwiele und den Verlauf der Scheidewände so gut mit der de la Harpe'schen Art überein, dass ich meine Bestimmung als richtig und sicher betrachten zu dürfen glaube. Vutskits beschreibt einen *N. Boucheri* aus Siebenbürgen, der sich nur durch etwas breitere Kammern zu unterscheiden scheint. Die Identität der mittelungarischen Form mit der von Biarritz, Gaas, etc. ist durch die Untersuchungen von de la Harpe und Hantken sichergestellt.

Fig. 12.



Nummulites Boucheri de la H.
Wola lużanska.

Die Verwandtschaftsverhältnisse dieser Art wurden bereits von de la Harpe besprochen, so dass ich darauf hier nicht abermals einzugehen brauche. Doch ist es nothwendig, darauf hinzuweisen, dass eine offenbar nahe verwandte Form von de la Harpe, wie es scheint, keine Berücksichtigung erfahren hat; es ist dies *Nummulites Rütimeyeri d'Archiac.* [1]) Diese Art dürfte dem *N. Boucheri* so nahe stehen, dass selbst die vollkommene Identität beider nicht ausgeschlossen erscheint. Ohne die Vorkommnisse verglichen zu haben, möchte ich es jedoch nicht wagen, diesbezüglich eine bestimmte Ansicht auszusprechen.

De la Harpe nennt in seiner Monographie der Schweizer Nummuliten einen *N. Rütimeyeri n. sp.* (l. c. pag. 56), es scheint demnach, dass ihm der *N. Rütimeyeri d'Archiac* entgangen ist.

Da die karpathischen Exemplare mit dem, was de la Harpe *N. Boucheri* nennt, jedenfalls gut übereinstimmen, nehme ich diesen Namen an und muss es späteren Untersuchungen anheimgestellt lassen, wie sich *N. Rütimeyeri d'Arch.* hiezu verhält. Ebenso bedarf *N. mamillaris Rütimeyer* [2]), welcher von d'Archiac mit seinem *N. Rütimeyeri* identificirt wird, einer nochmaligen Ueberprüfung, und dasselbe gilt von *N. germanica Bornem.*

Die Unterschiede gegen *Num. semicostata* sind bei dieser Art angegeben.

Num. Boucheri ist, wie schon erwähnt wurde, eine Leitform für die Schichten an der Grenze von Eocän und Oligocän, bezüglich der geologischen Verbreitung dieser Art verweise ich auf die diesbezüglichen Bemerkungen im allgemeinen Theile.

---

[1]) Asie mineure par Tchihatcheff, Paléontologie, Taf. IX, Fig. 5, pag. 212.

[2]) Ueber das schweizerische Nummulitenterrain, Bern 1850, pag. 81, Taf. III, Fig. 31, 32.

Nummulites Boucheri ist häufig in Wola lużanska, auch in den übrigen galizischen Localitäten gehört er zu den häufigen Formen, nur in Biala und Kobyłanka konnte er nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden; stets ist jedoch diese Form etwas seltener, als *Num. semicostata Kaufm.*

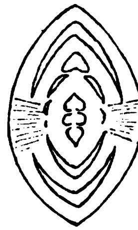
42. *Nummulites semicostata Kaufm. sp.*

Taf. II, Fig. 9, 11—13.

Amphistegina semicostata Kaufmann, Pilatus, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, V, 1867, pag 149, Taf. VIII, Fig. 18.

Kleine, dick aufgeblähte Form, mit grossen centralen Schwielen. Die eine Seite ist gewöhnlich etwas stärker gewölbt, wie die andere und auch mit etwas stärkerem Centralknauf versehen. Der Durchmesser beträgt in der Regel 1—2·6 Millimeter. Bei einem Durchmesser von 2—3 Millimeter besteht das Gehäuse neben den zwei innersten Kammern aus $3^1/_2$ langsam anwachsenden Umgängen, von denen der erste 10, der zweite 14 oder 15, der dritte 16—18 Kammern enthält. Das Spiralblatt ist sehr dick, die einzelnen Kammern sind namentlich in den äusseren Umgängen breiter als hoch. Die Centralkammer ist verhältnissmässig gross und hebt sich deutlich ab und ebenso die zweite Kammer, die eine breit niedergedrückte Form hat. Die Scheidewände erscheinen im Durchschnitte nur wenig nach rückwärts geneigt, aussen schimmern sie kaum durch das Spiralblatt durch, nur bei einzelnen Exemplaren sieht man sie theilweise und erkennt, dass sie nur wenig gekrümmt sind. Der Aussenrand ist ziemlich gerundet, der Querschnitt elliptisch. Die bezeichnendsten Eigenschaften dieser Species sind demnach: Sehr dickes Spiralblatt, starke Centralschwielen, aufgeblähte Form, einfache, wenig gekrümmte und schwach geneigte Scheidewände, Querschnitt elliptisch, langsam anwachsendes Gehäuse mit niedrigen Umgängen, Kammern breiter als hoch, Centralkammer deutlich.

Fig. 13.





Nummulites semicostata Kfm. Von Wola lużanska.

Diese Art wurde, wenn meine Bestimmung richtig ist, ursprünglich von Kaufmann als *Amphistegina semicostata* beschrieben. Kaufmann gibt als bezeichnende Merkmale an das Vorhandensein einiger kurzer, gerader, vor der Mündung stehender radialer Rippen, die sich gegen das Centrum zu verlieren, und eine grosse dreiseitige Mündung. Dies scheint mir unrichtig zu sein. Die Abbildung bei Kaufmann zeigt deutlich, dass die angebliche grosse, dreiseitige Mündung nicht die wahre Mündung ist, sondern nur dadurch zu Stande gekommen ist, dass der vorderste Theil des letzten Umganges abgebrochen ist und man daher von aussen in einen Kammerraum hineinsieht. Die angeblichen Rippen vor der Mündung aber sind nichts

anderes, als die Reste der abgebrochenen Scheidewände. Diesen Erhaltungszustand zeigen viele meiner galizischen Exemplare. Die äussere Form und Grösse, die auffallende Dicke des Spiralblattes, die Form des Querschnittes stimmt so trefflich mit der schweizerischen Art überein, dass ich den Namen derselben auf das karpathische Vorkommen mit Beruhigung übertragen zu können glaube. Das letztere stimmt mit keiner anderen bekannten Art überein, wäre die Wahrscheinlichkeit, dass Kaufmann's Form mit der meinigen identisch ist, nicht so gross, so hätte für die karpathische Art ein neuer Name gegeben werden müssen. Völlige Sicherheit über die Identität wird erst durch eine nochmalige Untersuchung des schweizerischen Vorkommens erlangt werden können. Dass die Form nicht zum *Amphistegina* gehört, sondern zu den echten Nummuliten, ergibt mit Sicherheit die Untersuchung der Schliffe.

Die nächst verwandten Arten sind: *Num. Boucheri, Guettardi, variolaria, Cumingii.* Von *N. Boucheri* unterscheidet sich die vorliegende Art durch niedrigere langsamer anwachsende Umgänge, breitere Kammern, weniger stark geschwungene Scheidewände, noch dickeres Spiralblatt, stärkere Centralschwielen, meist auch stärker gewölbtes Gehäuse, weniger zahlreiche Scheidewände in einem Umgange und gerundetere Aussenseite, meist auch geringer deutliche Sichtbarkeit der Septa. Bei oberflächlicher Betrachtung können trotz dieser zahlreichen Unterscheidungsmerkmale beide Arten doch leicht verwechselt werden und erst die Besichtigung der Durchschnitte löst alle Zweifel. Die Unterschiede gegen die anderen Arten kann ich nicht mit derselben Bestimmtheit angeben, da mir kein Vergleichsmaterial zur Verfügung steht und ich daher ausschliesslich auf die Beschreibungen der Autoren angewiesen bin.

Von *N. variolaria Sow.* unterscheidet sich diese Art durch stärkeres Spiralblatt, weniger geneigte und deutlichere Scheidewände, breitere Kammern und geringere Anzahl von Scheidewänden in einem Umgange. Vutskits beschreibt allerdings eine siebenbürgische Art, (l. c., pag. 56, Taf. III, Fig. 6) mit sehr niedrigen Umgängen und wenig geneigten Scheidewänden als *Num. variolaria.* Diese Art ist jedoch weniger stark aufgebläht, als die galizische und zeigt viel stärker ausgeprägte Septa.

Von *N. Guettardi d'Arch.* und dem recenten, früher ebenfalls als *Amphistegina* beschriebenen *Num. Cumingii* unterscheidet sich *N. semicostata* durch Vorhandensein der Centralschwiele, welche bei den ersteren Arten gänzlich oder fast gänzlich mangelt.

Die galizischen Exemplare von *N. semicostata* unterliegen nur geringen Variationen. Die kleineren Exemplare haben stets stärkere Centralschwielen und sind verhältnissmässig dicker als die grösseren. Die Exemplare sind häufig etwas abgerollt und ein Theil des letzten Umganges ist fast stets abgebrochen.

N. semicostata Kaufm. wurde zuerst aus den Kalklagen des ligurischen Flysches des Pilatusgebietes beschrieben. In Wola lużanska ist diese Art die häufigste unter allen vorkommenden Arten, auch in allen übrigen Localitäten konnte sie nachgewiesen werden. Die Durchschnitte derselben sind so bezeichnend, dass eine Bestimmung auch dann möglich ist, wenn nur Schnitte vorliegen.

43. *Nummulites Budensis Hantk.?*

Nummulites budensis *Hantken,* Die Fauna der Clavulina-Szaboi-Schichten, Mitth. a. d. Jahrb. d. kg. ungar. geol. Anstalt, vol. IV., pag. 85, Taf. 12, Fig. 4.

" " *de la Harpe*, Etude des Nummulites de la Suisse, Abhandl. der Schweizer paläontol. Gesellschaft, vol. X, 1883, pag. 163. Taf. V, Fig. 24—34.

Ich stelle zu dieser Art nur einige wenige Exemplare, kann aber die Bestimmung nicht als ganz sicherstehend betrachten. Die galizischen Exemplare sind etwas kleiner und haben weniger zahlreiche Kammern in einem Umgange, als dies bei der von Hantken und de la Harpe beschriebenen Art der Fall ist. Der Durchschnitt stimmt im Uebrigen mit den Abbildungen gut überein. Mein Material reichte zu eingehenderen Untersuchungen nicht aus, *N. Budensis* ist jedenfalls eine der galizischen sehr nahe stehende Art.

Ueber die geologische Verbreitung dieser Art siehe die Einleitung.

Fundort: Wola lużanska.

Brachiopoda.

44. *Terebratulina aff. striatula Sow.*

Terebratulina striatula Sow. *Davidson,* Transact. Paläontogr. Soc. London, IX, pag. 14, Taf. I, Fig. 16.

" " *Davidson*, On italian tertiary Brachiopoda, Geol. Magazine, VII, 1870, pag. 400, Taf. XIX, Fig. 21.

Es liegen mir nur äusserst mangelhafte Bruchstücke vor, welche eine sichere Bestimmung nicht erlauben, aber die Vertretung einer Art beweisen, die der *Ter. striatula* mindestens nahe steht. *Terebr. striatula* wurde ursprünglich aus dem London-clay beschrieben. Davidson untersuchte mehrere Exemplare aus dem italienischen Eocän und Oligocän, welche er unter diesem Namen aufführt, ohne die Identität der italienischen Species mit der englischen als ganz feststehend anzusprechen.

Fundort: Wola lużanska.

45. *Terebratulina sp. ind.*

Sehr schlecht erhaltenes kleines Fragment, das auf eine Art aus der Verwandtschaft der *Terebratulina caput serpentis* schliessen lässt.

Fundort: Wola lużanska.

46. Terebratulina sp. ind.

Zwei kleine, schlecht erhaltene Exemplare mit verhältnissmässig groben Rippen scheinen eine neue Art zu repräsentiren, sind aber zu dürftig erhalten, um als Grundlage für eine nähere paläontologische Beschreibung dienen zu können.

Fundort: Wola lużanska.

47. Terebratulina sp. ind. aff. parva Matyasz.

Taf. II, Fig. 4.

Nur in einem Exemplare vorhanden, dessen Länge 2·1 Millimeter, dessen Breite 1·7 Millimeter beträgt. Das kleine zierliche Gehäuse ist fast vollkommen glatt, nur in der Mitte der kleinen Klappe bemerkt man einige (3), eben noch erkennbare feine Streifen, und auf der grossen Klappe sieht man nur bei günstiger Beleuchtung eine leichte, selbst unter der Lupe nur mit Mühe wahrnehmbare Andeutung von Streifung. Schlosslinie etwas kürzer als die grösste Breite der Schale, Schlossfeld klein, schief abgestutzt. Schlossapparat unbekannt, die Gattungsbestimmung konnte daher nur auf Grund allgemeiner Aehnlichkeit mit den Terebratulinen vorgenommen werden. Bei diesem Umstande und der Mangelhaftigkeit des Materials musste ich es mir versagen, diese Art mit einem specifischen Namen zu versehen. Die nächststehende Art scheint *Terebratulina parva Matyasz.*[1]) zu sein, eine ebenfalls glatte, aber noch kleinere Form, deren Gattungsbestimmung auch etwas unsicher ist. Vielleicht würde der directe Vergleich der Exemplare die Identität zwischen *T. parva* und der karpathischen Form ergeben. Zur Feststellung und Begrenzung dieser Art wird man weitere Funde abwarten müssen.

Fundort: Wola lużanska.

48. Argiope decollata Chemn.

Taf. II, Fig. 1.

Argiope decollata Davidson, On italian tertiary Brachiopoda, Geol. Magazine VII, 1870, pag. 405, Taf. XXI, Fig. 5—8.

„ „ *Davidson,* Report on Challenger Brachiopoda, Bd. I, 1880, pag. 57, Taf. IV, Fig. 12, 13.

„ „ *Davidson*, Supplement to the British Recent and Tertiary Brachiopoda Transact. Paläontograph. Soc. 1882, IV, pag. 7, Taf. 1, Fig. 5, 6.

Von dieser altbekannten und weitverbreiteten Art liegen mir mehrere Exemplare vor, von denen jedoch nur drei ziemlich gut erhalten sind. Sie stimmen mit den gegebenen Darstellungen im Allgemeinen so gut überein, dass mir eine bestimmte Abtrennung

---

[1]) Természetrajzi füzetek (Naturhist. Hefte) Budapest 1880, Taf. X, Fig. 4, pag. 247.

der karpathischen Exemplare ungerechtfertigt erscheint. Davidson untersuchte sowohl alttertiäre, wie pliocäne und recente Exemplare dieser Art und identificirte die pliocänen vollkommen mit den recenten, während er die alttertiären wohl als *Argiope decollata*, doch mit einem Fragezeichen anführte (l. c.). Mein ziemlich dürftiges Material ist wohl kaum geeignet, um die Lösung der Frage, ob man die alttertiären Vertreter dieses Typus mit den recenten zu einer Art zu verbinden habe oder nicht, erheblich zu fördern. Die karpathischen Exemplare stimmen mit den recenten und pliocänen in Bezug auf die Form- und Sculpturverhältnisse ganz überein, sind aber etwas kleiner, wie dies aus der gegebenen Abbildung hervorgeht. Davidson zählt eine Reihe von Vorkommnissen der fossilen Art im Alt- und Jung-Tertiär auf und bespricht das Auftreten in der Jetztwelt (l. c.)

Grösse des abgebildeten Exemplares: Breite 4·2 Millimeter, Länge vom Schnabel zur Stirn 3·6 Millimeter.

Fundort: Wola lużanska.

49. *Argiope nummulitica n. sp.*

Taf. II, Fig. 3.

Scheint mit *Arg. decollata* nahe verwandt zu sein, weicht aber namentlich durch die Stellung des Schlossfeldes und die schwächere Berippung erheblich ab. Das Schlossfeld bildet mit der Seitennaht einen rechten Winkel, so dass es bei der Ansicht von der kleinen Klappe gar nicht sichtbar ist. Ueberdies ist die Punktirung etwas feiner und das Schnabelloch kleiner als bei *Arg. decollata*. Nachdem letztere Art bereits wiederholt beschrieben wurde, aber Niemand das Vorhandensein so bedeutender Schwankungen in Bezug auf die Rippenstärke und die Stellung des Schlossfeldes erwähnt, wie sie nothwendig wären, um zu unserer Art zu führen, so kann man wohl annehmen, dass zwischen der letzteren und der *Argiope decollata* keine Uebergänge stattfinden.

Unter den recenten und fossilen Arten, die bisher beschrieben wurden, findet sich keine, die mit dieser neuen Art näher verwandt wäre, wie *Arg. decollata*. Eine von F. Sandberger[1]) beschriebene Art, *Argiope subradiata* weist eine ähnliche Stellung des Schlossfeldes auf, unterscheidet sich aber durch weniger zahlreiche Rippen, viel grösseres Schlossfeld und bedeutend stärkere Wölbung der grossen Klappe zu sehr, als dass man engere Beziehungen annehmen könnte. Leider steht mir auch von dieser Art nur ein Exemplar zu Gebote, ich bin daher nicht in der Lage, eine ausreichende Beschreibung derselben zu liefern, ich glaubte aber doch einen eigenen Namen ertheilen zu sollen, um das Vorkommen besser zu fixiren.

Grösse: Breite 5 Millimeter, Länge vom Schlossrand zur Stirn 3·3 Millimeter, grösste Dicke 2·3 Millimeter.

Fundort: Wola lużanska.

---

[1]) Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens, pag. 386, Taf. 34, Fig. 4.

50. Cistella cf. Neapolitana Scacchi.

Taf. II, Fig. 2.

Argiope Neapolitana Davidson, Description of a few new recent Species of Brachiopoda. Proceed. zool. Soc. London 1852, XX. pag. 81, Taf. XIV, Fig. 24, 25.

„ „ „ On italian tertiary Brachiopoda. Geolog. Magazin Bd. VII, 1870, pag. 406, Taf. XXI, Fig. 10.

Von dieser Art liegen mir drei Exemplare vor, von denen aber nur eines gut erhalten ist. Zum Vergleiche damit können folgende Arten in Betracht kommen: *Cistella neapolitana Sc.*, *cuneata Riss.*, *lunifera Phil.*, *cistellula Wood*, *costulata Seg.*, *variolata Sold.*, *laevis Seg.* An *Cist. cistellula*, *lunifera*, *variolata* und *laevis* nähert sich die galizische Art durch die Form des Gehäuses und die Länge des Schlossrandes, entfernt sich aber durch stärkere Berippung und bedeutendere Grösse. Mit *C. cuneata* hat sie auch die äussere Form gemeinsam, unterscheidet sich aber durch schwächere Berippung, dasselbe gilt bei *C. costulata*. Es bleibt also nur *C. neapolitana*, mit welcher Art die vorliegende namentlich in Bezug auf die Stärke und Form der Berippung und das Vorhandensein eines schwachen Mediansinus gut übereinstimmt. Dagegen gibt Davidson an, dass der Schlossrand stets etwas kleiner ist, wie die grösste Breite des Gehäuses und dass gerade hierin, sowie in der etwas länglichen Gestalt der Schale charakteristische Merkmale liegen sollen. Da bei der vorliegenden Art sich gerade der Schlossrand durch beträchtliche Länge auszeichnet und das Gehäuse mehr breit als lang ist, kann eine directe Identification trotz der gleichen Entwicklung der Skulptur vorläufig nicht vorgenommen werden. Ich würde nicht gewagt haben, das galizische Exemplar an *C. neapolitana* anzuschliessen, wenn nicht Davidson eine Art aus dem Pliocän von Siena (l. c.) unter diesem Namen abbilden würde, die mit der galizischen nicht blos in Bezug auf die Skulptur, sondern auch die grössere Breite des Schlossrandes und die äussere Form sehr gut übereinstimmt.

Das geringe Untersuchungsmaterial gestattet es nicht, eine neue Art aufzustellen, deren Charakterisirung und Begrenzung um so schwieriger wäre, als sie einer Gruppe angehört, aus welcher schon zahlreiche, nur durch geringfügige Merkmale unterschiedene Arten beschrieben worden sind. Ich muss mich damit begnügen, das vorhandene Exemplar zu beschreiben und als Material für eine künftige, umfassende Bearbeitung dieser Gruppe in der Literatur niederzulegen.

Davidson beschrieb die *C. neapolitana*, wie schon erwähnt, aus dem italienischen Pliocaen, Reuss[1]) nennt sie von mehreren Punkten des österreichisch-ungarischen und böhmischen Miocäns. Im Alttertiär ist diese Art wenigstens meines Wissens noch nicht nachgewiesen worden, ebensowenig wie eine der nächst verwandten Cistellen.

[1]) Marine Tertiärschichten Böhmens, Sitzungsber. d. kais. Akademie 39. Bd. 1860, pag. 228.

Für die geologischen Folgerungen, die im allgemeinen Theile an das Vorkommen der *C. cf. neapolitana* geknüpft wurden, ist es deshalb gleichgiltig, ob die galizische Form mit der recenten absolut identisch ist, oder ihr nur sehr nahe steht. Ihr Vorkommen beweist unter allen Umständen die Vertretung einer bisher nur als recent und miocän angesehenen Formengruppe.

Grösse: Breite 2·7 Millimeter, Länge vom Schnabel zur Stirn 2·2 Millimeter.

Fundort: Wola lużanska.

51. *Thecidium mediterraneum Risso.*

Taf. II, Fig. 5, 6.

Thecidium mediterraneum Davidson, Recent and tertiary Species of *Thecidium*, Geolog. Magazine 1864, Bd. I. pag. 14, Taf. I, Fig. 1—3, Taf. II, Fig. 5—10.

" " " On Italian tertiary Brachiopoda, Geolog. Magazine Bd. VII, 1870, pag. 407, Taf. XXI, Fig. 17—19.

Die häufigste Brachiopodenart von Wola lużanska ist *Thecidium mediterraneum*. Es liegen mir davon über 40 Exemplare vor, von denen die grössten 4 Millimeter lang, und 3 Millimeter breit sind. Die Uebereinstimmung der karpatischen Exemplare mit dieser bereits vielfach beschriebenen und weit verbreiteten Art ist eine so vollkommene, dass die Identification wohl unbedenklich vorgenommen werden kann. Drei Exemplare lassen Theile des Brachialapparates erkennen, woraus sich ergibt, dass auch das Armgerüst mit dem der typischen Art übereinstimmt.

Thecidium mediterraneum ist sowohl im nordeuropäischen Oligocän (Latdorf, *Th. med., var. Latdorfense Dav.)* bekannt, wie auch im südalpinen (Crosara, Gambugliano, Castel Gomberto). Im Miocän und Pliocän wird diese Art ebenfalls vielfach angeführt, und in der Jetztwelt ist sie, wie bekannt, gleichfalls sehr verbreitet.

Inhaltsverzeichniss.

	Seite	
Allgemeiner Theil	141	[1]
Bisher bekannte Nummulitenfundpunkte im Flysch von West- und Mittel-Galizien	142	[2]
Geologische Verhältnisse der Fundpunkte, denen das bearbeitete Material entstammt	143	[3]
Aufzählung der Arten	147	[7]
Besprechung ihrer Brauchbarkeit zum Zwecke der geologischen Altersbestimmung	150	[10]
Besprechung der Verbreitung der nachgewiesenen Nummulitenarten	153	[13]
Besprechung der Verbreitung der nachgewiesenen Brachiopodenarten	154	[14]

Seite
Beziehungen der vorhandenen niederen Foraminiferen zu anderen Faunen 155 [15]
Besprechung der an der Grenze von Eocän und Oligocän in Mittelungarn auftretenden Bildungen . . . . . 156 [16]
Vergleich mit den Kalkeinlagerungen im Flyschgebiete des Pilatus und des Rigi . . . . . 158 [18]
Ergebniss der geologischen Altersbestimmung . . . . . 159 [19]
Besprechung der Facies- und Bildungsverhältnisse der Kalkeinlagerungen 160 [20]
Vergleich mit den neapolitanischen Seccen . . . . . 163 [23]
Vergleich mit anderen isopischen Ablagerungen . . . . . 164 [24]
Artenbeschreibung . . . . . 165 [25]
Bigenerina capreolus . . . . . 165 [25]
Gaudryina cf. Reussi . . . . . 166 [26]
Lagena globosa, var. major . . . . . 166 [26]
Nodosaria aff. filiformis . . . . . 167 [27]
Cristellaria rotulata . . . . . 168 [28]
„ *limbata* . . . . . 168 [28]
„ *alatolimbata* . . . . . 169 [29]
„ *radiata* . . . . . 169 [29]
Truncatulina . . . . . 170 [30]
„ *Dutemplei* . . . . . 173 [33]
„ *Wüllerstorfi* . . . . . 174 [34]
„ *ariminensis* . . . . . 175 [35]
„ *grosserugosa* . . . . . 175 [35]
„ *cristata* . . . . . 179 [39]
„ *sublobatula* . . . . . 180 [40]
„ *aff. coronata* . . . . . 180 [40]
„ *aff. humilis* . . . . . 181 [41]
Discorbina pusilla . . . . . 182 [42]
Rupertia . . . . . 183 [43]
„ *stabilis* . . . . . 184 [44]
„ *incrassata* . . . . . 185 [45]
Carpenteria . . . . . 187 [47]
„ *cf. proteiformis* . . . . . 188 [48]
„ *lithothamnica* . . . . . 189 [49]
Pulvinulina . . . . . 190 [50]
„ *concentrica* . . . . . 190 [50]
„ *bimammata* . . . . . 192 [52]
„ *rotula* . . . . . 193 [53]
Rotalia lithothamnica . . . . . 195 [55]
Gypsina globulus . . . . . 197 [57]
Amphistegina . . . . . 200 [60]
Operculina complanata, var. granulosa . . . . . 200 [60]
„ *sublaevis* . . . . . 200 [60]
Heterostegina reticulata . . . . . 201 [61]
Heterostegina carpatica . . . . . 201 [61]
„ *cf. ruida* . . . . . 202 [62]
Orbitoides . . . . . 202 [62]
Nummulites Tchihatcheffi . . . . . 204 [64]
„ *Boucheri* . . . . . 205 [65]
„ *semicostata* . . . . . 207 [67]
„ *Budensis* . . . . . 209 [69]
Terebratulina aff. striatula . . . . . 209 [69]
„ *sp.* . . . . . 210 [70]
„ *aff. parva* . . . . . 210 [70]
Argiope decollata . . . . . 210 [70]
„ *nummulitica* . . . . . 211 [71]
Cistella cf. Neapolitana . . . . . 212 [72]
Thecidium mediterraneum . . . . . 213 [73]

Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten

in der südlichen Zone der Nordalpen vom Pass Pyhrn bis zum Achensee.

Von **Georg Geyer.**

Die Lösung der Fragen, welche die Geschichte unseres Weltkörpers betreffen, schreitet auf zweifachem Wege vorwärts.

Die Erforschung der jeweiligen physikalischen Verhältnisse hat sich nämlich nicht nur auf die Art, sondern auch auf die relative räumliche Ausdehnung derselben zu beziehen.

Mit der Aufnahme ihrer Verbreitung hat sonach die detaillirte Untersuchung der Sedimente nach allen ihren Verhältnissen Hand in Hand zu gehen.

Es liegt in der Natur der Sache, dass bei Aufnahmen grösserer Gebiete eine Vereinigung beider Forschungsrichtungen ausgeschlossen ist. Aber gerade darin liegt nur die Förderung detaillirter Untersuchungen, welche erst durch Anlehnung an fertige Aufnahmen im Grossen die nöthige Basis erhalten.

Die chronologische Gliederung der Lösung geologischer Fragen prägt sich naturgemäss in der Geschichte der modernen Geologie aus, deren heutige Aufgaben sich grösstentheils schon auf dem Gebiete eingehender Detailbeobachtungen bewegen.

Diese allein sind es aber, welche, den Ring schliessend, Fragen allgemeinster Natur zu beantworten im Stande sein werden.

Vorliegende Arbeit hat sich die Darstellung der eigenthümlichen Lagerungsverhältnisse zum Ziele gesetzt, unter welchen die Hierlatz-Facies des Lias in dem Gebiete zwischen dem Pyhrn-Pass und dem Achensee — und zwar in der südlichen Zone der Nordkalkalpen — auftritt.

Den Eigenbeobachtungen des Verfassers möge die geschichtliche Entwicklung vorausgeschickt werden, welcher dieses Studium nicht nur in dem speciellen Gebiete, sondern auch in den angrenzenden alpinen und karpathischen Districten unterworfen war.

Schon im Jahre 1850 entdeckte Prof. F. Simony[1]) auf dem Dachsteingebirge südlich von Hallstatt eine ausserordentlich fossilreiche liasische Ablagerung, welche nach ihrer typischen Fundstätte mit dem Namen Hierlatzschichten belegt wurde. Fast gleichzeitig wurde von M. Lipold[2]) auf halbem Wege zwischen Golling und der Gratzalpe auf dem Haagengebirge „mitten in den Cardien führenden Schichten“ eine Schichte grauen und röthlichen, oolithischen Kalkes gefunden, in dem sich eine zwar kleine, aber zahlreiche Fauna von Ammoniten, Nautilen, Gasteropoden und Brachiopoden vorfand, welche Lipold[3]) mit jener von St. Cassian identificirte.

Lipold hielt sie entschieden für älter als die rothen Kalke der Gratzalpe, dagegen für jünger oder höchstens gleich alt als den Dachsteinkalk.

Prof. Suess[4]) war es, der zuerst eine schärfere Altersbestimmung der Hierlatzschichten, und zwar auf Grund der Brachiopodenfauna, versuchte und zu dem Schlusse gelangte, dass die Ablagerungen des Schafberg, der Gratzalpe und zwischen dem Schladminger Loch und dem Donnerkogel als gleichzeitige Bildung zu betrachten und dem mittleren oder oberen Lias gleichzustellen seien. Prof. Suess leitet zugleich aus dem Uebergreifen einzelner Hierlatzbrachiopoden in die Klausschichten ein grösseres Alter der letzteren ab, welche bisher dem Oxford Englands zugerechnet worden waren.

Im Jahre 1852 hatte Lipold[5]) Gelegenheit, im Gebiete des Todtengebirges bei Aussee und auf dem Dachstein Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten anzustellen und fand dieselben als Einlagerungen im Dachsteinkalk.

Hieraus folgte für die überlagernden Partien des letzteren ein liasisches Alter. Lipold stützt sich dabei namentlich auf die Profile S. durch den Wilden Kogl und S. durch die Brunnwiesalpe und erwähnt noch an neuen Fundorten die Wildenseealpe, das Birgmoos, die Plankeraualpe und den Grimming, woselbst von Stur Hierlatzschichten constatirt worden waren.

Diese Annahme wird 1853 von Hauer[6]) auf Grund genauer Untersuchungen der Fossilien und der detaillirten Aufnahmen von Suess zum Theil widerlegt. Suess fand nämlich, dass die Hierlatzschichten überall das Hangende des Dachsteinkalkes bilden und nur durch bedeutende Verwerfungen an tiefere Stellen des Plateaus gelangt sind.[7])

Die Bestimmung der Fossilien und namentlich der Cephalopoden, von welchen loc. cit. sechs neue Arten beschrieben werden, ergab ein mittel- bis oberliasisches Alter für den Hierlatzkalk, ein Resultat, welches durch die anschliessende Bearbeitung der Gasteropoden von M. Hoernes bestätigt wurde.

---

[1]) F. Simony, Reisebericht. Jb. I, 1850, Heft 4, pag. 654.

[2]) Reisebericht, Section VI. Jb. I, 1850, pag. 660.

[3]) Ueber fünf geologische Durchschnitte in den Salzburger Alpen. Jb. II, 1851, Heft 3, pag. 111.

[4]) Ueber die Brachiopoden der Hierlatzschichten. Jb. III, 1852, 2. Heft, pag. 171.

[5]) Geolog. Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. Jb. III, 1852, Heft 4, pag. 90.

[6]) Jb. IV, 1853, pag. 715.

[7]) Jb. V, pag. 197.

Sonach musste der Dachsteinkalk sammt seinen Zwischenlagen, den Starbemberger Schichten, als alleiniger Vertreter des unteren Lias betrachtet werden.

Im selben Jahre beobachtete Escher[1]) am Zürspass in Vorarlberg ein eigenthümliches Verhalten der rothen Liaskalke gegen ihr Liegendes, einen grauen, korallenführenden (wohl rhätischen) Kalkstein. Ersterer verfliesse förmlich in seine Unterlage und greife mit rothen Adern in den grauen Kalk ein.

Ganz ähnliche Verhältnisse fielen später Peters[2]) auf, indem er roth und weiss gemischte „Uebergangsschichten“ zwischen dem Dachsteinkalk und den Adnetherschichten der Schwarzbachmühle im Salzburgischen erwähnt und eigenthümliche, aus braunrothem Kalk bestehende „Putzen“ im Dachsteinkalk des Bürzelbaches O. von Frohnwies bespricht. Daran schliessen sich neue Funde von Hierlatzschichten am Westgehänge des Untersberges und am Vordergöllberg bei Golling. [3])

Im Jahre 1854 beschrieb v. Hauer [4]) eine Reihe von Ammonitiden zum Theile aus den Hierlatzschichten, ebenso Schafhäutl[5]) eine Fossiliensuite aus der Hofrath Fischer'schen Sammlung in München.

An die westlicher gelegenen Fundorte in den Nordalpen reihten sich zunächst die südlichen und östlichen Abhänge des Sonnenberges und Brunnberges nächst Ettal und Graswang im Ammergau, woselbst von Schlagintweit[6]) unter den rothen Adnether Kalken, den Hierlatzkalken entsprechende Marmore nachgewiesen wurden, dann Hindelang im Allgäu, von wo Gümbel eine Suite von Brachiopoden einsandte. [7])

Dass die Hierlatzentwicklung den Südalpen nicht fehlt, wurde durch Peters[8]) constatirt, welcher in grossen, vom Spik und der Kokova des Triglavgebietes herabgestürzten Blöcken die charakteristischen Brachiopoden fand.

A. Pichler [9]) machte zuerst auf die eigenthümlichen Ablagerungsverhältnisse auf dem Sonnwendjoch bei Jenbach im Innthal aufmerksam, wonach auf einem langgedehnten Karrenfeld aus Dachsteinkalk unterhalb des „Steinernen Mandls“ in einer etwa zehn Schritte breiten muldenförmigen Vertiefung auf den lichten Kalken rothe „Flecken“ von oft mehreren Schritten Länge vorkommen; in welchen Pichler einen *Am. eximius v. Hau.* fand.

---

[1]) Escher v. d. Linth, Geol. Bemerk. üb. das nördl. Vorarlberg etc., pag. 6.

[2]) Die Salzburger Kalkalpen im Gebiete der Saale. Jahrb. d. geol. R.-A. V, pag. 131.

[3]) Lipold, Bericht. Sect. I, Jahrb. d. geolog. R.-A. V.

[4]) Beiträge z. Kenntniss d. Heterophyllen d. österr. Alpen. Sitzungsberichte d. Wr. Akademie. XII. Bd., pag. 861.

Beiträge zur Kenntniss der Capricornier der österr. Alpen. Ibid. Bd. XIII, pag. 94.

Ueber einige unsymmetrische Ammoniten aus d. Hierlatzschichten. Ibid. pag. 401.

[5]) Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1854, pag. 545.

[6]) Neue Untersuchungen über die phys. Geographie etc. der Alpen. Leipzig 1854, pag. 538.

[7]) Suess, Jahrb. d. geolog. R.-A. VII, pag. 379.

[8]) Jahrb. d. geolog. R.-A. VII, pag. 686.

[9]) Beiträge zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. Jahrb. d. geolog. R.-A. VII, pag. 732.

Ohne Zweifel meinte Pichler mit dieser Localität die Mauritzalpe, auf deren Karrenfeldern Taschen von Hierlatzkalk eine häufige Erscheinung sind.

In seiner Arbeit über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen [1]), welche fortan den Ausgangspunkt für die Deutung alpin-liasischer Faunen zu bilden hatte, unterscheidet v. Hauer vier einander ganz, oder nur zum Theil vertretende Entwicklungsformen (Facies) des alpinen Lias, die Adnether Schichten, Hierlatzschichten, den Lias Fleckenmergel und die Grestener Schichten.

Ein Vergleich der alpinen Ablagerungen mit dem Lias Schwabens, der Schweiz, Ober-Italiens, der Appeninen und Ungarns ergab eine abweichende Entwicklung der beiden erstgenannten Gebiete. Für die Alpen, Italien und Ungarn (die nachmalige mediterrane Provinz) gestattet die paläontologische Urkunde lediglich eine Gliederung in zwei Horizonte, den unteren und den oberen Lias, wogegen jede Parallelisirung sowohl mit den d'Orbigny'schen Etagen Sinemurien, Liasien und Toarcien, als auch mit Quenstedt's Stufen α bis ξ ebenso unthunlich sei, als die Uebertragung der Adnether Schichten etc., z. B. auf den schwäbischen Lias.

Die stratigraphischen Verhältnisse des Dachsteingebirges fanden hierauf durch Prof. Suess eine eingehende Würdigung in Hauer's geologischen Durchschnitt durch die Alpen. [2])

Darnach werde der Dachsteinkalk von 150—200' mächtigen, weissen, in hohem Grade krystallinischen Kalken überlagert, welche hie und da rothgefärbte Partien enthalten und fast überall, wo sie auftreten, mit Versteinerungen überfüllt sind.

An ihrer Basis liegt ein breccienartiger Marmor, in welchem aber keine Versteinerungen vorkommen. Diese Hierlatzschichten treten gleichfalls als Kuppen auf den obersten jener sich stufenförmig gegen Süden übereinander erhebenden Terassen auf, welche ihre Entstehung einer Reihe von Verwerfungen verdanken.

Auf pag. 308 loc. cit, erwähnt Prof. Suess schon damals wenige Fuss mächtige, röthliche Einlagerungen im Dachsteinkalk am Wege gleich oberhalb der Ochsenwiesalpe, in einem Graben hinter der Ochsenwieshöhe und hinter dem vorderen Ochsenkogl.

Auf dem vorderen Ochsenkogl fand sich als herrschendes Gestein eckige Bruchstücke von weissem Kalk, die durch ein lichtrothes Bindemittel verbunden sind und welches auf einer, auch am gegenüberliegenden Ochsenkopf (niederer Grünberg) auftretenden Korallenbank auflagert.

Darüber folgt ein weisser Kalk mit gelben Flecken, überlagert von einigen Bänken eines sehr reinen weissen Kalkes mit zahlreichen Dachsteinbivalven. Es folgen nun einige rothe Zwischenlagen und endlich die Hierlatzschichten in ziemlicher Mächtigkeit und mit vielen Versteinerungen, von welchen hier nur *Am. oxynotus Qu.* erwähnt sein möge.

---

[1]) Denkschriften XI, 1856, der k. Akademie d. Wissensch. in Wien.

[2]) Hauer, Geolog. Durchschnitt d. Alpen von Passau bis Duino. Sitzungsber. d. Akademie d. Wissensch. Bd. XXV (Hierlatzschichten, pag. 306).

Höher oben, auf dem Gipfel des hinteren Ochsenkogl, gelangt man wieder auf Dachsteinkalk und noch weiter südlich abermals auf Hierlatzschichten, die hier ein vom Frost zerrissenes, von den Dachsteinkalken des niederen Kreuz überragtes Steinfeld bilden.

Ein weiteres Vorkommen in den westlichen Nordalpen wird von Hauer[1]) aus der Umgebung von Reutte, südlich und westlich von Vils und an dem Seferspitz citirt, woselbst die Hierlatzschichten unmittelbar auf Kössenerschichten lagern, in ihren unteren Bänken jedoch das Aussehen von Adnether Schichten annehmen.

Unter den von Lipold[2]) angeführten Ablagerungen auf dem Plateau der Jelouze und des Ratitouz in Oberkrain wurde später die letztere angezweifelt, dagegen gelang es Stur[3]), das Auftreten der Hierlatzfacies in der Baba gora auf dem Wege von Feistritz nach Jereka in Form eines weissen Crinoidenkalkes mit Brachiopoden nachzuweisen. Derselbe findet sich auch nächst Koprinnig.

Die werthvollsten Aufschlüsse über liasische Ablagerungen der bayrischen Alpen finden wir in Gümbel's grossem Werk: Das bayrische Alpengebirge. Gotha 1861. Ausser den schon von Hauer aufgestellten Facies-Gebilden stellt Gümbel noch eine Reihe von liasischen Gesteinstypen auf. Eine übersichtliche Tabelle gibt uns Aufschluss über die gegenseitigen Beziehungen der Facies und ihr Verhältniss zu ausseralpinen Ablagerungen. Darnach vertritt die Hierlatz-Facies vorwiegend den mittleren Lias. Ergeben sich auch manche Unterschiede zwischen den ausseralpinen und alpinen Bildungen, so lassen die letzteren doch innerhalb einer Facies dieselbe Aufeinanderfolge der Zonen erkennen, wie sie für den ausseralpinen Lias aufgestellt wurden. Gümbel hält dafür, dass die längere Dauer derselben physikalischen Bedingungen ein weiteres Hinab- oder Hinaufreichen gewisser Formen des alpinen Lias bewirkt und dadurch da und dort die scharfe Gliederung verwischt habe, so dass nur die Eintheilung in unteren, mittleren und oberen Lias mit Sicherheit durchführbar werde; pag. 436 wird unter den liasischen Gesteinstypen eine bunte Liaskalkbreccie angeführt, welche ähnlich dem „bunten Trümmerkalk", des Dachsteinkalks, die Unebenheiten des letzteren ausfüllt.

Der „lichtrothe Liaskalk" (Hierlatzkalk) hält sich constant an den Aussenrand der Kalkalpen und scheint hier das Vorkommen des „dunklen" (Adnether) Kalks auszuschliessen. Anderseits constatirt Gümbel, dass überall ein blassrother, häufig Crinoiden führender Marmor die tiefste Lage über dem Dachsteinkalk einnimmt und dass erst darüber die plattig knolligen Adnetherschichten folgen.

Verfasser wird Gelegenheit haben, auf diesen scheinbaren Widerspruch und seine Erklärung mehrfach zurück zu kommen. Es würde zu weit führen, alle citirten Vorkommen von Hierlatzschichten anzuführen, es mögen daher nur die wichtigsten Gebiete ihrer Verbreitung erwähnt werden. Nach Gümbel kommen Hierlatzschichten vor in einem Zug von Hindelang im Allgäu bis Eschenlohe, im Schwangauergebiete, zwischen Isar und Inn, in der Umgebung des Achensees, am Kochelsee,

[1]) Jahrb. d. geolog. R.-A. VIII, pag. 801.
[2]) Jahrb. d. geolog. R.-A. VIII, pag. 219.
[3]) Das Isonzothal. Jahrb. d. geolog. R.-A. IX, pag. 324.

im Priengebirge, im Traungebiete, am Kammerkargebirge, auf der Reiteralpe, am Lattengebirge und am Untersberg, im Hinterseethal und auf dem Hohen Steingebirge, am Watzmann, am Göll, im südlichen Königssee'rgebiete und auf den Loferer Steinbergen.

In den benachbarten Vorarlbergeralpen werden mächtige weisse Hierlatzkalke, ähnlich jenen des Dachstein, an der Seferspitze und weiter im Norden, als stetiger Zug dem Dolomit von Ackerstein über Vils bis Nieder-Prinzwang angelagert, durch v. Richthofen[1]) beschrieben. v. Mojsisovics[2]) macht auf das Vorkommen von Hierlatzschichten auf dem Gipfel des Schafberg und auf den tieferen nördlichen Terrassen dieses Gebirges, namentlich nächst dem Mittersee, aufmerksam, während Paul[3]) im selben Jahre ihr Auftreten im Bakonywald, besonders auf dem Körös-hegy 2238' (NNO. Bakony-bél), woselbst ganz isolirt an den übrigen liasischen Schichten eine kleine Partie eines hellrothen, sehr brachiopodenreichen Crinoidenkalkes um die kleine Kuppe herumlagert, beschreibt.

In den Jahren 1861 und 1862 folgen nun mehrere Arbeiten paläontologischer Inhalts, in welchen zum Theile abweichende Schlüsse auf das Alter der Hierlatzschichten gezogen werden.

So gelangt Oppel auf Grund seiner Untersuchungen über die Brachiopoden[4]) und durch den Vergleich des Ammonitiden[5]) zur Ueberzeugung, dass die Fauna vom Hierlatz dem unteren Lias, und zwar dessen Oberregion angehöre, während Stoliczka[6]) aus der Gasteropodenfauna derselben Localität ein mittelliasisches Alter deducirt.

An die Entdeckung von Vorkommen in den Hochalpen, schliesst sich die Constatirung einer Reihe von Hierlatzablagerungen am nördlichen Rande der Kalkalpen. Von massgebender Bedeutung für die richtige Auffassung derselben wurde die Arbeit von Peters: „Ueber einige Crinoidenkalksteine am Nordrande der österreichischen Kalkalpen“,[7]) worin der genannte Forscher an eine Fossilsuite aus dem rothen Crinodengestein von Freiland bei Lilienfeld und dem weissen Kalkstein des Imbachgrabens an der Enns folgende Beobachtungen knüpft:

1. Das Vorkommen von Hierlatzschichten erstreckt sich auch auf jene Aussenzone der Nordkalkalpen, wo die mesozoischen Gebilde vorwiegend in der Strand- (Lunzer-Grestener) Facies entwickelt sind.

2. Gleichwohl ergeben sich durch das Fehlen gewisser Typen vom Hierlatz und die grössere Uebereinstimmung der Fauna am Nordrande mit ausseralpinen Faunen gewisse Unterschiede.

3. Während die Schichten des Hierlatzberges weder ausschliesslich dem unteren, noch ausschliesslich dem mittleren Lias angehören, umfassen die Crinoidenkalke am Nordrande der Kalkalpen den mittleren Lias allein.

[1]) Die Kalkalpen von Vorarlberg u. Nordtirol. Jahrb. d. geol. R.-A. 1861—62, pag. 135.

[2]) Verh. 1861—62, pag. 291.

[3]) Ibid., pag. 228.

[4]) Die Brachiopoden des unteren Lias. Zeitsch. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1861, XIII, pag. 529.

[5]) Ueber das Alter der Hierlatzschichten. Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1862, pag. 59.

[6]) Ueber die Gasteropoden und Acephalen d. Hierlatzschichten. Sitzungsbericht d. W. Akad. 1861. XLIII, pag. 157.

[7]) Jahrb. d. geolog. R.-A. XIV, pag. 149.

Peters erblickt in dem kritischen Vergleich der vorher genau studirten alpinen Faunen mit jenen der ausseralpinen Ablagerungen den Weg zur Erkenntniss gewisser typischer Erscheinungen, welchen er in einer Speculation über die Wanderungen von Localfaunen andeutet.

An neuen Localitäten am Nordrande der Alpen werden aufgeführt von Peters[1]) das mächtige Vorkommen im Traisenthal bei Lilienfeld und auf der Golm nächst der Klosteralpe, von Lipold die Hierlatzkalke am Gaisberg bei Molln[2]), ferner[3]) von Kirchberg an der Bielach, wo im Zitterthal über einem rhätischen Korallenkalk 2—3° mächtiger rother Crinoidenkalk lagert.

Derselbe findet sich nur südlich von der Kirchberger Neocombucht. Nördlich von der letzteren findet man dagegen nur Fleckenmergel, und zwar unmittelbar im Hangenden der Kössenerschichten. L. Hertle[4]) fand dieselben Verhältnisse auch im Wiesenbachgraben bei Freiland und stellt die gefundenen Petrefacten in einer Liste zusammen.

Weiter westlich werden von Stelzner[5]) am Klauswald bei Gaming 100′ mächtige Hierlatzmarmore im Hangenden von Kössenerschichten nachgewiesen, sie enthalten am Zürnerberg Bohnerze.

Am linken Ennsufer findet sich nach G. v. Sternbach[6]) der Liasfleckenmergel nördlich von Losenstein und am Fahrenberg, sowie im Ringelgraben unmittelbar auf Kössenerschichten, während die Hierlatzschichten den höchsten Kamm des Gaisbergrückens bei Molln, sowie der grossen Dirn südlich von Losenstein zusammensetzen und zum Theil auf Kössenerschichten, zum Theil auf Opponitzer Dolomit lagern. Ausserdem sind sie von Feuchtau am Nordgehänge des Hochsengsengebirges bis zur krummen Steyerling zu verfolgen. Lipold, welcher auf die Gegend von Kirchberg zurückkommt[7]), nennt noch eine Reihe von Localitäten, so zum Beispiel: am Anger bei Schwarzenbach, am Siebenriegel und Eisensteinberg, am Hochgras nördlich von Türnitz, nächst Nestelthal und Bernhardsberg und am Hochsigaunberg. In den Profilen auf Tafel I sieht man überall eine räumliche Trennung der Fleckenmergel und Grestenerschichten von den Hierlatzschichten. Letztere treten hier niemals an der Basis der ersteren auf, sondern lagern immer selbstständig auf einer Korallenbank der Kössener Schichten.

Für die grosse Verbreitung, welche die Hierlatz-Crinoidenkalke in den Karpathenländern erlangen, sprechen eine Reihe von Notizen in den Jahrbüchern der geol. Reichs-Anstalt. G. Stache[8]) constatirt sie von der Höhe Na-horky bei Slav. Proben in den Karpathen, dann östlich von Košera am Norovicaberg. J. Čermak[9]) bestätigt diese Beobachtung durch seine eigene Untersuchung des Na-horky, an dessen östlichem Ausläufer, westlich von Rudno sich über den Kössener Schichten

[1]) Verhandl. 1865, pag. 75.
[2]) Verhandl. 1864, pag. 112.
[3]) Verhandl. 1865, pag. 89.
[4]) Jahrb. d. geolog. R.-A. XV, pag. 539.
[5]) Jahrb. d. geolog. R.-A. XV, pag. 435.
[6]) Verh. 1865, pag. 65.
[7]) Kirchberg in Niederösterreich. Jahrb. d. geolog. R.-A. XVI, pag. 149.
[8]) Geol. Aufn. im Gebiete d. Neutraflusses. Jahrb. d. geol. R.-A. XV, pag. 309.
[9]) Umgeb. v. Deutsch-Proben in den Karpathen. Jahrb. d. geol. R.-A. XVI, pag. 139.

einzelne Riffe eines rothen Crinoidenkalkes erheben, voll Brachiopoden, von welchen Stur eine kleine Liste zusammenstellt.

Im oberen Waag- und Granthal wurden die Hierlatz-Schichten von Stur[1]) nachgewiesen. Sie lagern hier meist auf dunklen Kalken und Liasmergeln und sind in inniger Verbindung mit den rothen Adnether Schichten. Stur hält die rothen Crinoiden-Kalke dieser Gegend für mittelliasisch.

Uebrigens werden auch unterliasische Crinoidenkalke, welche direct auf Dachsteinkalk lagern, von Dr. F. Schafarzik[2]) aus der Gegend von Gran angegeben, so auf dem Vörös und am Ende des Czipka-Thales, woselbst über dem Dachsteinkalk roth und weiss gefleckte Crinoidenkalke mit den Brachiopoden des Hierlatz auftreten.

Von Hauer[3]) werden zahlreiche Crinoidenkalke in der südöstlichen Umgebung von Varosdöd namhaft gemacht.

Das Verdienst, auf gewisse Ablagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten unserer Alpen aufmerksam gemacht zu haben, welche zwar zufolge ihres zerstreuten und wenig umfangreichen Vorkommens eine untergeordnete stratigraphische Rolle spielen, die aber geeignet sind, auf die Zustände und Vorgänge während der Ablagerung liasischer Sedimente helles Licht zu werfen und dadurch hohes geologisches Interesse zu erwecken, gebührt Herrn Oberbergrath von Mojsisovics[4]):

„In hohem Grade überrascht und erfreut wurde ich durch das Studium des unteren Lias auf dem Hierlatz-Berg bei Hallstatt. Es zeigte sich nämlich, dass, ähnlich wie in der Normandie und in Süd-Wales, auch hier die Gasteropoden und acephalenreichen Schichten als Ausfüllung von Spalten im älteren Gebirge (hier Dachsteinkalk) auftreten. Auf dem Zehnerkogl wurden sechs derartige Ausfüllungen im typischen, an Megalodonten und Lithodendren reichen Dachsteinkalk angetroffen. In diesen Spalten wiederholen sich nun, je nach ihrer Breite und Höhe, alle oder nur ein Theil der vortrefflich petrographisch und paläontologisch gegliederten Schichten.“

Es wird hier Bezug genommen auf die Untersuchungen französischer und englischer Gelehrten über höchst lehrreiche Aufschlüsse liasischer Transgressionen im nördlichen Frankreich und im südwestlichen England.

Schon im Jahre 1857 machte nämlich E. Deslongchamps[5]) auf diese Verhältnisse, welche er 1864[6]) einer eingehenden Darstellung unterzog, aufmerksam.

Nach Deslongchamps besteht das paläozoische Grundgebirge der Normandie aus einem gelblichen mittelsilurischen Sandsteine (Caradoc sandstone), dessen steil einfallende Schichten bald in flachen, von transgredirenden jurassischen Ablagerungen erfüllten Mulden, bald in Klippenreihen erodirt sind, welche in parallelen NS.-Zügen über

---

[1]) Jahrb. d. geolog. R.-A. XVIII, pag. 370.

[2]) Geol. Aufn. des Pilis-Gebirges und der beiden Wachtelberge bei Gran. Zeitschr. d. Ung. Geol. Anstalt XIV. 1884, pag. 421 ff.

[3]) Jahrb. d. geolog. R.-A. 1870, pag. 473.

[4]) Verhandlungen 1868, pag. 298.

[5]) Mémoires sur la couche à Leptaena. Bull. Soc. Linn. d. Normandie. Caen 1857—58, Vol. III, pag. 132.

[6]) Études sur les étages jurassiques inférieures de la Normandie, 1864.

die Ebene anfragen und an ihren Rändern die transgredirende und auskeilende Auflagerung des Jura erkennen lassen.

Deslongchamps unterscheidet mehrere transgredirende Horizonte, unter welchen jedoch der mittlere Lias (Lias à Bélemnites) die hervorragendste Rolle spielt.

Aus den zahlreichen und schönen Profilen, welche Deslongchamps seinen Arbeiten beifügt, geht die muldenförmige Lagerung der jurassischen Transgression in allen ihren Einzelnheiten, namentlich aber die Mächtigkeitszunahme der verschiedenen Schichten gegen die Muldenmitte, ihr allmäliges „Ersterben" gegen die Klippe zu, auf das Deutlichste hervor.

Das tiefste Glied bildet ein Conglomerat aus Sand und abgerollten Kieselsteinen, 1—2 Meter mächtig, nach oben in losen Quarzsand übergehend, darüber folgen mergelige Kalke und kalkig imprägnirte Thone, in welchen noch einzelne Kiesel eingebettet sind. Diese Thone sind durch *Belemnites niger* und *umbilicatus*, sowie durch *Gryphaea cymbium* als mittlerer Lias charakterisirt.

Die ganze Ablagerung, über welcher das *Leptaena*-Bett, der obere Lias und Unteroolith entwickelt sind, greift in zahlreichen Gruben, Löchern, Spalten und Schloten in den silurischen Sandstein ein, und zwar so, dass nächst dem Riff erst Conglomerate mit ihren Kieseln und grossen Blöcken, dagegen weiter nach innen die thonigen Sedimente vorherrschen, wobei die letzteren einen bis dahin im Lias unerhörten Reichthum an Fossilien enthalten.

Die reichsten Fundstellen finden sich in der Gegend von May und Étoupe-four, deren mittelliasische, über 500 Species umfassende berühmte Fauna lediglich durch das „Ausräumen" einzelner mit einer wahren Lumachelle erfüllten Löcher, „*poches*", Taschen, wie sie Deslongchamps zutreffend nennt, gewonnen wurde.

Diese Erscheinungen wiederholen sich in dem ganzen Zuge nördlich von Caen, über Bretteville-sur-Laize, May, Fengerolle, Étoupe-four bis Verson. Unter den Fossilien herrschen Gasteropoden und Acephalen weitaus vor, doch sind auch die Brachiopoden in grosser Zahl entwickelt.

Aus diesen Beobachtungen schliesst Deslongchamps, dass das liasische Meer im Depart. Calvados von zahlreichen silurischen Riffen, Inseln und Klippen unterbrochen war, an welchen die Brandung fortwährend nagte und zwischen welchen in einzelnen Bassins die Ablagerung ruhigen Sediments stattfand, ein Verhältniss, wie es noch heute an der Küste der Bretagne beobachtet werden könne.

Während an den Hängen der Riffe selbst, in der Brandung, massenhafte Quarzgerölle zusammen mit abgeriebenen Thierleichen angehäuft wurden, konnte sich unter dem Schutze der „wellenbrechenden Riffe" in den nahen ruhigen Bassins reiches Thierleben entfalten.

An den ausgenagten Grundfelsen, in den tiefen Löchern und Klüften mit ihren ruhigen Wassern vegetirten Unmassen von Brachiopoden, Acephalen und Gasteropoden, wiederholt begraben durch die Einschwemmungen der Hochfluthen und Ebben, welche mit grossen Blöcken die Klüfte versperrten und mit Sand und Schlamm die Vertiefungen ausglichen. Nur dadurch ist der ausserordentlich gute Erhaltungszustand der Fauna von Étoupe-four, die Erhaltung der feinsten Sculpturen ihrer zierlichen Schnecken zu erklären!

Dass gerade unter solchen Lebensbedingungen eine so ausserordentliche Entfaltung der Fauna stattfinden musste, zeigte nicht nur die dagegen verschwindende Arten- und Individuenzahl in isochronen offeneren Ablagerungen, sondern auch die Beobachtungen in heutigen Meeren.

Bald, nachdem die Entdeckungen Deslongchamps' publik geworden, constatirte Moore ganz analoge Vorkommen in Südwales und veröffentlichte seine Beobachtungen in zwei Arbeiten [1]), worin die Transgression des mittleren Lias (Margaritatusschichten) über das Carbongebiet von Somerset und Gloucestershire beschrieben wird.

Gelegentlich der Abteufung eines Schachtes wurde bei Mells unmittelbar im Hangenden der Kohle ein Pentacrinitenkalk mit *A. spinatus* erschlossen.

Die aus untercarbonischen Sandsteinen bestehenden Mendip Hills in Südwales werden von ostwestlich und nordsüdlich streichenden Adern, ähnlich den Mineraladern anderer Gegenden, durchzogen, welche bald rhätische, bald liasische, bald Fossilien des unteren Oolithes enthalten. Sie erstrecken sich bis 260 Fuss tief als Spalten in den Carbon-Sandstein und unterscheiden sich petrographisch nur wenig von dem letzteren.

Einer der schönsten Aufschlüsse befindet sich in einem Steinbruche nächst dem Weiler Holwell auf der Strasse von Whatley nach Marston, woselbst in einer Wand eine scheinbar isopische Masse von Sandstein entblösst ist, worin aber selbst die Arbeiter nach der Consistenz verticale Zonen wohl zu unterscheiden vermögen. Mit Hilfe der paläontologischen Urkunde gelingt es in der That eine Gliederung durchzuführen und zeigt sich, dass der carbonische Sandstein von tiefen Spalten durchrissen wird, in welchen zu sehr verschiedenen Zeiten in einem allerdings ähnlichen Material Fossilien eingebettet wurden. Neben rhätischen Wirbelthierresten finden sich darin die charakteristischen Leitfossilien des mittleren Lias und Unter-Ooliths. Diese Erscheinung kann Moore nur durch die Annahme erklären, dass die carbonischen Sandsteine einst als wasserüberspülte Klippen in der liasischen See aufragten, deren Absätze in den Höhlungen des Sandsteins erhalten blieben.

Die liasischen Ausfüllungen schwanken in ihrem lithologischen Charakter zwischen Sandsteinen, Conglomeraten und Pentacriniten-Breccien, in welchen wahre „Nester" von Gasteropoden des Hierlatz und von Étoupe-four sitzen. Die Eintragung der zahlreichen „Adern" auf der Karte kann nur in Form zahlreicher paralleler feiner Streifen erfolgen. Auch die Einzeichnungen von Hierlatzschichten auf unseren Dachsteinkalkbergen müssen, wenn sie der Natur entsprechen sollen, auf dieselbe Art vorgenommen werden.

Moore beschreibt noch ein ausserordentlich merkwürdiges weiteres Vorkommen der Mendip Hills.

In einem seinerzeit durch die Römer ausgebeuteten Mineraldistrict, welcher in neuerer Zeit von einzelnen Gesellschaften wieder aufgenommen wurde, fand er 270 Fuss tief in einem verlassenen Schachte in einer 12 Fuss mächtigen, in Conglomerate mit geschwemmten

[1]) On the middle and upper Lias of the South-West of England. Proc. of the Somersetshire Arch. a. Nat. Hist. Soc. Vol. XIII, 1865—66. — On abnormal conditions of secondary deposits etc. Quart.-Journ. Geol. Soc. for. Dec. 1867.

Hölzern übergehenden tiefblauen Thonmasse sehr gut erhaltene Lias-Fossilien, welche nach Moore's Ansicht in situ gelebt haben müssen, da ihre Beschaffenheit gegen jede Einschwemmung spreche.

Lehrreicher noch sind die Aufschlüsse von Shepton-Mallet, ebenfalls in den Mendip Hills, wo über den Carbon-Sandsteinen rhätische Littoralbildungen transgrediren, während der darüber lagernde untere Lias wurzelförmig in Spalten des Kohlensandsteins hinabgreift. Während also in Nordfrankreich die Transgression des Lias über Silur erfolgt, findet sie in Süd-Wales auf Carbon statt.

Aus all den Beobachtungen geht hervor, dass die Transgression über sehr verschiedene ältere Gebirge erfolgt, und dass sehr verschiedene Horizonte transgredirend gefunden werden, mit einem Worte, dass die Transgressionen eine viel allgemeinere Bedeutung besitzen, als ihnen bisher zuerkannt wurde, wobei allerdings ein Unterschied zu machen ist zwischen dem Uebergreifen jüngerer Glieder in kleinen, alt gestörten Gebieten und jenen grossen Transgressionen, welche, über weite horizontale Strecken verbreitet, für die geologische Geschichte von viel grösserer Wichtigkeit sind.

Wohl die eingehendsten Betrachtungen über das Vorkommen von Hierlatzschichten und ihre Verhältnisse zu den übrigen lithologisch verschiedenen Typen des alpinen Lias finden wir in Stur's Geologie der Steiermark.

Stur fasst dieselben als einander vertretende Facies auf und sucht in einer grossen Fossil-Tabelle ihr Verhältniss zu einander und zu den Zonen des „unteren, mittleren und oberen“ Lias ausseralpiner Entwicklung darzulegen.

Die Altersfrage der Hierlatzschichten wird von drei möglichen Standpunkten ventilirt, wobei jedoch die Zusammenfassung aller Hierlatzschichten keinen definitiven Schluss gestattet.

An neuen Localitäten führt Verfasser zahlreiche Fundorte an, unter welchen jener auf der Kulmer Alpe am Grimming der genauesten Schilderung gewürdigt wird. Ausserdem werden Hierlatzschichten citirt vom Brunnkogl, Lahngang-See, Hinterhals an der Voralpe, Hartelsgraben, eine Stelle unterhalb Hieflau, bei Lainbach, endlich am Hechten-See bei Maria-Zell. Nachdem die Schlussbetrachtungen über den nordalpinen Lias einen der leitenden Gedanken vorliegender Zeilen bilden, werden dieselben an der entsprechenden Stelle ihre Würdigung erfahren.

Das für die Auffassung stratigraphischer und tectonischer Verhältnisse der Südalpen grundlegende Werk von E. v. Mojsisovics [1]) befasst sich in der einleitenden Erörterung der paläo-geographischen Verhältnisse der Alpen überhaupt zunächst mit dem Lias im Allgemeinen.

Während sich der Lias der Ostalpen vorwiegend an die rhätischen Bildungen hält, nimmt man in den Gebieten westlich der Rheinfurche ein Uebergreifen desselben auf ältere Grundgebirge, insbesonders auf die permischen Gebilde des Röthidolomits und Quartenschiefer wahr, wobei die lithologische Entwicklung nicht nur von der ostalpinen, sondern auch von der vorherrschenden mitteleuropäischen abweicht.

[1]) E. v. Mojsisovics: Die Dolomit-Riffe von Südtirol etc.

v. Mojsisovics tritt der Ansicht entgegen, dass die Vergesellschaftung der Arten im mitteleuropäischen Jura eine andere gewesen als im alpinen Jura und erblickt in ersterer das einzige Mittel, um jene Schwierigkeiten zu überwinden, welche sich bei Altersbestimmungen alpiner Ablagerungen durch die Lückenhaftigkeit ihrer Profile, hervorgerufen durch den Mangel an Fossilien in isopischen Massen oder durch Mangel an Sediment überhaupt, aufthürmen, wenn auch die mitteleuropäische Zonengliederung in den Alpen nicht mit derselben Schärfe durchgeführt werden könne.

Das Vorkommen der liasischen Brachiopodenfacies der östlichen Nordalpen erstreckt sich auf zwei, aus isolirten Ablagerungen bestehende Streifen entlang dem Nord- und Südrande der Kalkalpenzone. Der Zwischenraum dieser beiden Randzonen wird von der Fleckenmergel- und Plattenkalkfacies eingenommen.

Analoge Gebilde finden sich in den Südalpen, namentlich auf dem Gebirgszuge zwischen der Mulde von Belluno und der Val Sugana-Linie, woselbst mit Oolithen und grauen Kalken Crinoidenkalke wechsellagern.

Ihre Charakteristik durch Dr. V. Uhlig[1]) als „hochgradig krystallinische weisse, oder weiss und roth gefleckte Kalksteine, die von zahlreichen Crinoidenstielen durchspickt, oft in einen förmlichen Crinoidenkalk übergehen“ passt geradezu auch für gewisse lithologische Typen vom Hierlatz, dessen Fauna jedoch etwas älter zu sein scheint.

Auch in den grauen muschelführenden Kalken des Fanis-Gebirges bei Ampezzo kommen nach Neumayr[2]) Crinoidengesteine mit Brachiopoden aus der Zone der *Ter. Aspasia Men.* vor. Die Literatur weiter verfolgend, gelangen wir zunächst wieder in nordalpines Gebiet.

Prof. Fugger[3]) hebt die grossen Schwierigkeiten hervor, welchen die Trennung der weissen und rothen Liasgesteine am Untersberg von den unterlagernden Dachsteinkalken dort begegnet, wo das Vorhandensein von Fossilien nicht entscheidet.

Ausser lichten, häufig rothgefärbten marmorartigen Kalken vertreten auch Breccien aus hellen, durch ein mergeliges, eisenschüssiges Bindemittel verkitteten Bruchstücken den Lias des Untersbergs, in zahlreichen Flecken und Buchten von grösserer oder kleinerer Ausdehnung dem Dachsteinkalk auflagernd, ebensowohl auf seiner Hochfläche, als auch in sehr verschiedenen Höhen seiner Abstufungen.

Nach Dr. Bittner[4]) ist die Verbreitung des Lias auf dem Untersberg dagegen ziemlich spärlich, nachdem ihm nur zwei der schon von Fugger citirten Localitäten, nämlich jene im grossen Brunnthal und die in der Nähe des Muckenbründl, sicher liasisch zu sein scheinen.

Dass der Lias auf dem Untersberg ganz in derselben Art auftritt, wie dies für so zahlreiche andere Punkte nachgewiesen ist, ent-

---

[1]) Ueber die liasische Brachiopodenfauna von Sospirolo bei Belluno. — Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wiss. 1879, Bd. LXXX.

[2]) Verhandlungen 1877, pag. 177.

[3]) Der Untersberg. Zeitsch. des D. u. Oe. A. V. 1880, pag. 135. — Jurakalke auf dem Untersberg. Verh. 1882, pag. 158.

[4]) Verhandlungen 1883, Nr. 12, pag. 200.

nehmen wir einer der jüngsten Arbeiten desselben Forschers [1]), welcher unter den spärlichen Liasvorkommen jenes oberhalb der Klingeralm als vollkommen hierlatzartig — abgelagert als oft dünne Gänge und Adern im Dachsteinkalk — bezeichnet.

Die von Dr. C. Frauscher [2]) citirten und beschriebenen Brachiopoden vom Untersberg stimmen zum grossen Theil mit jenen am Hierlatz überein und tragen daher auch in paläontologischer Hinsicht dazu bei, die grosse Analogie, welche die Untersberger Verhältnisse mit den anderen nordalpinen Vorkommen zeigen, zu vergrössern.

Gümbel erwähnt in einer kurzen Notiz [3]) abermals die Hierlatzschichten des Sonnwendjoch am Achensee.

Dann ist es G. Wundt [4]), welcher sich mit dem Studium der schwierigen Verhältnisse in Nordtirol befasst.

Die Stelle seiner Arbeit, worin wörtlich gesagt ist: „Am Südfuss des Aggenstein, gerade am Beginn des scharfen Grates, der sich von hier zum Brentenjoch hinüberzieht, treten, zwischen krystallinischen weissen Kalksteinen der obersten Trias eingekeilt, rothe, splitterhafte Marmorkalke zu Tage," aus welchen unterliasische Brachiopoden gesammelt wurden, scheint mir für ein taschenförmiges Auftreten der Hierlatzschichten auch in diesem Theile der Nordalpen zu sprechen.

Uebrigens hat schon Beyrich [5]) diese Gesteine als Fortsetzung des rothen Brachiopoden-Marmors von Hirschberg bei Hindelang betrachtet, wonach diese Gebilde mit den Schichten vom Hierlatz ungefähr gleichen Alters wären.

Dr. Alexander Bittner führt uns in dem schönen Werke über Hernstein [6]) in das Gebiet der niederösterreichischen Voralpen, woselbst das Studium liasischer Ablagerungen, wegen ihrer confusen Lagerungsverhältnisse, ihrer starken faciellen Gliederung und ihres räumlich getrennten Vorkommens sehr erschwert wird.

Die Hierlatzschichten, welche hier häufig als graue Crinoidentrümmergesteine entwickelt sind, halten sich, wie der Lias im Allgemeinen, ziemlich strenge an die Kössener Schichten und treten theilweise unmittelbar als Hangendes derselben auf, theils erst über grauen Fleckenmergelgesteinen oder über den gelbrothen Enzesfelder Kalken des untersten Lias. Unter zahlreichen Fundstellen schien mir jene bei Waldegg am interesantesten, wo nach Dr. Bittner am Gressen- und Dörnberg die grauen, theilweise in rothe übergehenden Crinoidentrümmergesteine Quarzgerölle enthalten, ein Vorkommen, das nun schon in den ganzen Nordalpen nachgewiesen ist und auf die Genesis der Augensteine unserer Hochkalkalpen ein Licht zu werfen geeignet scheint. Gegen den Nordrand der Voralpen gewinnen die Hierlatzschichten gegenüber den Adnether Plattenkalken immer mehr an Bedeutung und erlangen in Hallbachthal nördlich von Kleinzell sogar ansehnliche Mächtigkeit.

[1]) Dr. A. Bittner: Zur Geologie des Untersbergs. Verh. 1885, Nr. 11, pag. 282.
[2]) Die Brachiopoden des Untersbergs. Jahrb. d. geol. R.-A. 1883, pag 721. — Tab. IV.
[3]) Zeitschrift des D. u. Oe. Alpen-Vereins, XI. 1880, pag. 1.
[4]) Ueber die Lias-, Jura- u. Kreideablagerungen von Vils. Jahrb. d. geolog. R.-A. 1882, pag. 165.
[5]) Ueber die Lagerung der Lias- und Jurabildungen in Vils. Monatsberichte der kgl. Akad. d. Wiss. in Berlin. 1862, pag. 647.
[6]) Hernstein in Niederösterreich.

Der Thatsache, dass ebenso wie die Hierlatzschichten auch die Klauskalke in schmalen Taschen und spaltenförmigen Vertiefungen des Dachsteinkalkes auftreten, wurde zuerst 1883 von Mojsisovics gedacht [1]) und gewinnt umso höheres Interesse, als sich die betreffende Localität in unmittelbarer Nähe von Hierlatzschichten befindet.

Weitere Anregung zur Untersuchung des Lias auf dem Sonnwendjoch gab H. Lechleithner [2]) durch die Bemerkung, es sei in diesem Gebiete sehr schwer, den „weissen" Liaskalk von den petrographisch sehr ähnlichen Dachsteinkalken zu trennen.

Dr. Carl Diener [3]) unterzog sich noch im selben Sommer der Aufgabe nachzusehen, inwiefern sich die angedeutete Schwierigkeit auf die Lagerungsverhältnisse zurückführen lasse und konnte einerseits das von Lechleithner erwähnte heteropische Verhältniss der Adnether und Fleckenmergelschichten bestätigen, andererseits aber nachweisen, dass auf dem Sonnwendjoch ganz dieselbe Transgression der Hierlatzschichten besteht, wie im Salzkammergut.

Dass auch in den Schweizer Alpen mindestens ähnliche Verhältnisse vorkommen, bewies U. Stutz [4]).

Am Nordrande der Finsteraarhornmasse legt sich ein Band gelblichen Dolomits (Röthidolomit), dessen Alter noch heute verschiedenen Deutungen unterliegt, transgredirend über die krystallinischen Schiefer. Die Oberfläche desselben gegen den hangenden schwarzen Mergelschiefer, welcher nach Stutz dem ganzen Lias von den Thallassiten-Bänken bis zu den Jurensis-Mergeln hinauf, entspricht, erscheint von unzähligen Pholaden angebohrt, in deren Löchern das schwarze, mergelige Material der Schiefer als Ausfüllungsmasse eingreift, woraus geschlossen werden muss, dass die Oberfläche des Röthidolomits vor Ablagerung des Liasschiefers längere Zeit der submarinen Erosion ausgesetzt war.

In jüngster Zeit wurden von Dr. C. Diener [5]) weitere Beiträge zur Kenntniss des südalpinen Lias geliefert.

Das Vorkommen von Hierlatzschichten in den Julischen Alpen beschränkt sich auf die zum Theile schon durch Stur a. a. O. constatirten Ablagerungen auf dem Pokluka-Plateau, namentlich in der Umgebung von Koprinnig.

Die Hierlatzschichten sind hier als weisse und rothe Crinoidenkalke entwickelt und lagern häufig auf bunten Breccien im Hangenden der Dachsteinkalke. Sie werden stellenweise von dunklen Hornsteinen und rothen schiefrigen Kalken bedeckt, welche nach Stur's Fund eines *A. radians* wohl schon den höheren Etagen des Lias angehören dürften. Dass auch in den Südalpen die Ablagerung der Hierlatzschichten eine transgredirende war, geht aus der instructiven Abbildung einer Localität auf halbem Wege zwischen Koprinnig und Jereska unzweifelhaft hervor.

---

[1]) Verhandl. 1883, pag. 292.
[2]) Verhandl. 1884, pag. 204.
[3]) Ueber den Lias der Rofangruppe. Jahrb. d. geolog. R.-A. 1885, pag. 27.
[4]) Ueber den Lias der sogenannten Contactzone in den Alpen der Urschweiz. Neues Jahrbuch f. Min. etc. 1884, pag. 14.
[5]) Ein Beitrag zur Geologie des Centralstockes der Julischen Alpen. Jahrb. d. geolog. R.-A. 1884, pag. 659 ff.

Gestützt auf seine Beobachtungen an heutigen Meeresküsten, knüpft mein Freund, Dr. Johannes Walther[1]) an seine Bemerkungen über den Dachsteinkalk des Salzkammergutes einige Betrachtungen über die Beschaffenheit der Taschen des Hierlatzkalkes.

Die Hohlräume, in welchen die liasischen Absätze erfolgten, sind nämlich vielfach an ihrer Oberfläche zunächst mit einer 1 bis 6 Centimeter dicken Sinterschichte bekleidet, eine Erscheinung, welche Walther an einigen mit Schutt erfüllten Löchern in festen Kalken Siciliens zu beobachten Gelegenheit hatte.

Walther vergleicht die Spalten, Klüfte und Rinnen, in denen sich die Hierlatzschichten eingesenkt finden, mit den durch die Brandung des Meeres gegrabenen Karrenfeldern an den Küsten von Sorrent und Capri, deren durch die Wirkungen des organischen Lebens uneben und rauh gewordene Oberfläche den Wandungen der Hierlatz-Taschen ähnlich ist.

Auch in der jüngsten Arbeit von Prof. Neumayr über „die geographische Verbreitung der Juraformation" wird der Transgression der Hierlatzschichten eine umso grössere Bedeutung beigemessen, als ihr Uebergreifen kein so locales ist, wie z. B. das der Macrocephalenschichten im Brielthal in der Gosau oder der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum* von St. Agatha im Salzkammergut, sondern über weite Striche stattfindet und von den entschiedenen Anzeichen einer Küstenbildung begleitet ist.[2])

Unsere Vorstellung von einer, dem Absatz der liasischen Sedimente vorangehenden Landperiode wird durch ein bedeutsames Phänomen an der Grenze zwischen dem Dachsteinkalk und Lias wesentlich erhellt. Nach den Ausführungen von Prof. A. Penck[3]) „ist die unterste Liaspartie in den östlichen Kalkalpen häufig eisenschüssig und birgt nuss- bis faustgrosse Gerölle von Gesteinen aus den Centralalpen. Solche werden mehrfach auf der Höhe des Steinernen Meeres, z. B. am Brunnsulzenkopf, gefunden, wie auch auf den Höhen des Dachsteingebirges, von wo sie als Augensteine längst bekannt sind.[4]) Offenbar sind dies alte Flussgerölle, welche lehren, dass nach der Ablagerung des Dachsteinkalkes nicht unmittelbar die des Lias folgte, sondern dass inzwischen aus den Centralalpen kommende Flüsse dort strömten, wo kurz zuvor und kurz nachher das Meer sich erstreckte."

Die vielumstrittene Frage der Plateaukalke des Untersberges hat Herrn Dr. Bittner abermals Gelegenheit gegeben, auf die dortigen Hierlatzschichten zurückzukommen. Es ist jedenfalls von Interesse zu erfahren, dass auch hier das Hauptstreichen dieser Vorkommnisse ein ost-westliches ist.

Die Spalten des Dachsteinkalks, in denen die meist röthlichen Crinoidenzerreibsel sitzen, sind oft nur zollbreit und vielfach verästelt,

---

[1]) Die gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfs von Neapel etc. Zeitschr. der Deutschen Geol. Ges. 1885, pag. 229.

[2]) Denkschriften der k. Akad. d. Wiss. L. Band. Wien 1885, pag. 47.

[3]) Das Land Berchtesgaden. Zeitschrift des Deutsch. u. Oesterr. A.-V. 1885, pag. 16.

[4]) In richtiger Erkenntniss ihres Alters wurden die Augenstein-Vorkommen des Dachsteingebirges von Herrn Oberbergrath von Mojsisovics schon im Jahre 1868 als Lias auf der Karte eingetragen.

so dass man leicht Handstücke schlagen kann, in denen beide Gesteine vertreten sind.

Die von Dr. Bittner beobachteten, nach Art von Bohrmuschelhöhlungen gestalteten Einstülpungen des Crinoidenkalkes oder eines gelblichen Kalkmergels in den Dachsteinkalk können als ein Beweis mehr für das transgredirende Auftreten des Lias angesehen werden.

Schliesslich möge es noch erlaubt sein, auf die Arbeit des Verfassers über „Jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Todten Gebirges in Steiermark“ [2]) hinzuweisen, worin die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten in diesem lehrreichen Gebiete eingehend beschrieben wurden und womit das Wesentlichste der diesbezüglichen Literatur erschöpft sein dürfte.

Obwohl die Erkenntniss, dass verschiedenartige, für die Ablagerung von Sediment massgebende Verhältnisse verschiedenartige (heteropische) Gebilde zu Stande brachten, in dem Begriff Facies schon frühzeitig ihren Ausdruck fand, ist es doch den Detailaufnahmen erst unserer Zeit vorbehalten, helleres Licht auf diesen Gegenstand zu werfen.

Zuerst waren es die östlichen Südalpen, in welchen durch v. Mojsisovics, namentlich mit Rücksicht auf triadische Ablagerungen, in umfassender Weise heteropische Verhältnisse nachgewiesen worden waren. Auch in den Nordalpen begegnen wir — freilich getrübt durch zahlreiche Störungen und verwischt durch die reiche Vegetationsdecke — dem Bilde grossartiger Differenzirung isochroner Gebilde.

Tritt in gewissen Epochen das nivellirende Element zeitweiser gleicher Ablagerungsverhältnisse ein, so gewinnt der Alpengeologe gewissermassen Abschnitte, welche es ihm erlauben, System in das zwischenliegende scheinbare Chaos zu bringen. Aber es tauchen dann immer wieder Perioden heteropischer Entwicklung auf, in welchen nur das genaue Studium der gegenseitigen Beziehungen fraglicher Schichtgruppen ihre chronologische Parallelisirung oder Unterordnung erlaubt.

Darüber, dass paläontologische Behelfe allein für die Lösung derartiger Fragen nicht immer ausreichend sind, war man sich klar, als der Begriff Facies auch auf das organische Leben übertragen wurde.

In solchen Fällen, wo es sich also darum handelt, die Beziehungen zweier muthmasslich heteropischer Schichtgruppen auf Grund ihrer relativen Lage, ihrer Berührungspunkte und ihrer Mächtigkeit aufzufinden, wird man umso sicherer zum Ziele gelangen, je mehr die zwei schon berührten Gesichtspunkte im Auge behalten werden.

Einmal die relative Verbreitung auf grosse Strecken (zum Beispiel das Verhältniss der Riffe zum geschichteten Sediment) und in Hinblick auf den Verlauf der alten Strandlinien — und dann die genaue Untersuchung der Details im Kleinen.

Die heteropischen Verhältnisse der Trias finden in den Nordalpen im Lias ihre unmittelbare Fortsetzung.

[1]) Die Plateaukalke des Untersbergs. Verh. 1885, pag. 366.
[2]) Jahrb. d. geolog. R.-A. 1884, pag. 335 ff.

Eine der Zeit nach vielleicht verhältnissmässig wenig bedeutende, aber aus ihren Lagerungsverhältnissen umso klarer zu beobachtende Transgression über den carnischen oder rhätischen Kalken, leitet den Heteropismus des Lias in einer Epoche ein, welche der Oberregion des unteren Lias entspricht. Die ältesten liasischen Ablagerungen sind aus alpinen Lagerstätten nur in isopischen Cephalopoden führenden Sedimenten bekannt.

Die Transgression des Lias über den bereits vielfach gestörten kalkigen Absätzen der Trias erfolgt auch durch die Hierlatz-Facies desselben.

Handelt es sich um die Feststellung des Begriffes Hierlatz-Facies, so treten uns alle Schwierigkeiten entgegen, welchen die genaue Trennung der Facies überhaupt in der Natur begegnet. Wenn auch die Definition: Crinoiden-Facies irgend einer Zone des Lias dem Begriff präcise entspricht, so wird doch die Bezeichnung „lichte Crinoidenkalke des Lias" die Vorstellung anschaulicher wiedergeben.

Mit dieser Definition helfen wir uns jedoch nur theoretisch über die Schwierigkeiten einer genauen Umgrenzung hinweg. In der Natur sind mit den Crinoidenkalken noch verschiedene petrographische Charaktere durch Uebergänge in innige unlösliche Verbindung gebracht.

Der Crinoidenkalk- oder Hierlatz-Facies stellt man gewöhnlich folgende Typen entgegen:

2. Die Adnether Facies. Sie umfasst mergelig-kalkige, fast immer braunrothe Sedimente, deren Thongehalt namentlich auf den wellig-knotigen Schichtflächen des grobplattig brechenden Gesteins besonders hervortritt.

In dieser, weit grössere Mächtigkeit erreichenden, häufig Hornstein führenden Ausbildungsweise sind nahezu alle Zonen des Lias vertreten.

3. Die Fleckenmergel-Facies, welche wohl die bedeutendsten Mächtigkeiten aufweist, begreift mehr minder dunkle, graue, mergelige, plattige Gesteine, oft reich an Lagen oder Knollen von Hornstein. Phytogene Ueberreste erzeugen oft dunkle Flecken.

Diese Art der Ausbildung muss wohl als Schlammfacies bezeichnet werden. Die Fleckenmergelfacies vertritt vorherrschend die höheren Liasetagen, woraus auf eine Fortdauer jener Senkung geschlossen werden darf, welche die Transgression des unteren Lias über triadische Gebiete eingeleitet hat.

4. Die Grestener Facies, Thonletten, Schieferthone, Mergelschiefer und Sandsteine bilden die herrschenden Gesteine dieser durch ihre Kohlenführung ausgezeichneten, jedoch nur auf ein kleines Territorium in den nordöstlichen Voralpen beschränkten Strandfacies.

Lässt sich nun auch vorstehende Eintheilung im grossen Ganzen durchführen, so treten durch das Vorwalten einzelner Elemente zahlreiche Uebergänge und Variationen nach bestimmten Richtungen auf, deren charakteristische lithologische Entwicklung sie zu selbstständigen petrographischen Typen stempeln, umsomehr, wenn ihr Auftreten ein über grössere Gebiete constantes ist.

Hierher möchte ich gewisse graue Liaskalke, die Hornsteinbänke des Spongienlias und eine rothe Mergelfacies rechnen, welch' letztere

in den Ostalpen sehr oft über den Hierlatzschichten erscheint und durch ihre rasche Verwitterung wahre Oasen in den grossen Kalkwüsten der Plateaugebirge hervorruft.

Es lässt sich leicht einsehen, dass die beiden ersten Varianten durch Zunahme des Kalkgehalts aus der Fleckenmergel-Facies, die letzten durch das Vorwalten von Thon aus mergeligen Adnether-Schichten hervorgehen und dass zwischen den Extremen zahlreiche, wenn auch meist räumlich beschränkte Uebergänge vorkommen.

Das Vorhandensein von Uebergängen ist ja von unserer heutigen Auffassung der Entstehung von Facies untrennbar, wonach durch verschiedene physikalische Bedingungen — deren Grenzen unmöglich scharf gewesen sein können — zeitlich äquivalente, aber lithologisch verschiedene Sedimente zum Absatz gelangten.

Ein Anderes ist es, wenn sich dieselbe Veränderung der massgebenden Bedingungen nicht räumlich, sondern zeitlich vollzogen. Dann wird der Ausdruck Facies im strengen Sinne des Wortes unstatthaft.

In der That kommen derartige temporäre Veränderungen der Bedingungen oft durch gegenseitige Ueberlagerung der Faciesgebilde — im weiteren Sinne — zum Ausdruck und fordern uns heraus, nach jenen Ursachen zu forschen, welche jenen Gesteinswechsel bedingten, den wir an anderen Orten in zeitlichen Aequivalenten beobachten können. Wollte man mit Hilfe solcher, wenn auch noch so häufig beobachteter Ueberlagerungen das althergebrachte System der Niveaus stützen und somit den Begriff Facies fallen lassen, so hiesse dies eine Reihe constatirter Thatsachen übergehen und eine Fülle paläontologisch zu erbringender Beweise negiren.

So z. B. findet man sehr häufig, namentlich im Gebiete der bayerischen Alpen, die rothen Plattenkalke der Adnether-Schichten scharf abgeschnitten auf Crinoidenkalken der Hierlatz-Facies ruhend, würde aber durch Negirung heteropischer Verhältnisse, und wenn man die Adnether Schichten überall als einheitlichen, und zwar jüngeren Complex betrachtete, einen Missgriff begehen, gegen welchen zunächst gewichtige paläontologische Argumente in's Treffen geführt werden können.

Dass öfters auch die Lagerungsverhältnisse die Formulirung solcher Argumente gestatten, soll hier an einigen Beispielen nachgewiesen werden.

Die ehemalige Auffassung, dass Hierlatz-, Adnether und Fleckenmergel-Schichten von unten nach oben als selbstständige stratigraphische Niveaus zu betrachten seien, findet ihre Erklärung in den Verhältnissen der damals allein genauer bekannten Localitäten (z. B. Kammerkar-Platte, Adneth- und Gratz-Alpe), wo allerdings zum Theil jene Ueberlagerung stattfindet, und darin, dass man einerseits die unterliasische Fauna des Hierlatz, anderseits die Cephalopoden-Fauna von Adneth in Betracht zog, welche schon frühzeitig oberliasische Formen geliefert hatte.

Allein schon v. Hauer hat in seiner Arbeit über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen [1]) an der Hand von Fossillisten ziffernmässig dargethan, dass die Hierlatz-, Adnether und Fleckenmergel - Schichten nur als Facies des Lias und nicht als

[1]) Denkschriften d. kais. Akad. XI. Wien 1856, pag. 76.

besondere Etagen desselben aufgefasst werden müssen, eine Ansicht, zu welcher mit einigen Einschränkungen auch Gümbel gelangt.[1])

Diese Thatsache wird dadurch keineswegs alterirt, dass, wie Gümbel nachweist, die Hierlatz-Facies mehr den unteren und mittleren, die Adnether und Mergelfacies mehr den oberen Stufen des Lias entspricht, genügt ja doch der Nachweis auch nur einer Zone in allen drei Ausbildungsweisen, um von einem echten heteropischen Verhältniss sprechen zu dürfen.

„Es wäre ebenso ungerechtfertigt, verkennen zu wollen, dass zur Zeit ihrer Einführung diese Localnamen (Fleckenmergel, Adnether Schichten etc.) Berechtigung und auch praktischen Werth hatten, als es unzweckmässig erscheint, sie in Zukunft in einer anderen, als rein petrographischen Bedeutung zu gebrauchen.“[2])

Können wir die zeitliche Aequivalenz einer Reihe von Ausbildungsweisen des Lias, auf Grund paläontologischer Nachweise, als sicher betrachten, so drängt sich unmittelbar die Frage nach den Ursachen auf, welche eine derartige Gliederung isochroner Gebilde veranlassten.

Solche Fragen allgemeiner Natur bedürfen aber zu ihrer Beantwortung weit umfassendere Untersuchungen, als jene über ein local beschränktes Gebiet und noch dazu in einer so sporadisch entwickelten Schichtreihe, wie sie der nordalpine Lias darstellt.

Trotzdem bietet uns gerade der Lias, dessen facielle Differenzirung eine ausserordentlich vielgestaltige und scharf ausgeprägte ist, die Möglichkeit — an einzelnen besonders bemerkenswerthen Vorkommnissen — jene Ansichten zu prüfen, welche auf Grund weitumfassender Beobachtungen geschöpft wurden.

Handelt es sich um die Genesis der Facies, so müssen zunächst zwei grosse Gruppen des stratigraphischen Materials, die schlammigen Absätze und jene Gebilde unterschieden werden, deren Bildung zum Theil auf das organische Leben zurückzuführen ist.

Beide Gruppen, welche übrigens durch Uebergänge verbunden sind, finden sich im nordalpinen Lias vertreten, und zwar müssen wir die Fleckenmergel-Facies als Typus mechanischer Absätze aus getrübtem Medium, die Hierlatz-Schichten dagegen als Repräsentanten reiner Kalke bezeichnen, während die Adnether Schichten einen gemischten Typus darstellen.

Es ist jedenfalls eine eigenthümliche Thatsache, dass die Hierlatzschichten in ihrer Verbreitung an die lichten karnischen und rhätischen Kalkmassen, und zwar weitaus vorwiegend an jene grossen plateauförmigen Stöcke, welche entlang dem Laufe unserer nordalpinen Längenthäler bastionenartig aufragen, gebunden sind. Dagegen ist längst bekannt, dass die Adnether Schichten und Lias-Fleckenmergel — wenn wir zunächst von den sogenannten Allgäu-Schiefern des Lechgebietes absehen — fast ausschliesslich muldenförmigen Tiefenlinien der nördlich anschliessenden Gegenden angehören, ein Verhältniss, welches zuerst von Herrn Director Stur[3]) ausgesprochen wurde.

---

[1]) Bayr. Alpengebirge, pag. 429.

[2]) Eduard Suess und Edmund v. Mojsisovics, Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. Jahrb d. geolog. R.-A. 1868, pag. 198.

[3]) Stur, Geologie der Steiermark, pag. 476.

Wollte man gegen die, aus diesen Thatsachen zu ziehenden Schlüsse den Einwand erheben, dass die Erosion dabei nicht in Rücksicht gezogen wurde, dass die Abtragung auf den freien Höhen mit den weichen Gesteinen viel leichteres Spiel gehabt hätte, so muss der, wenn auch richtige, Einwurf mit Rücksicht auf eine andere Erscheinung bedeutende Abschwächung erleiden.

Nur dann vermöchte der genannte Einwand alle weiteren Consequenzen abzuschneiden, wenn an der Basis jener mächtigen mergeligen Liasablagerungen auch die Hierlatzschichten entwickelt wären.

Dass sie aber fehlen, dass vielmehr alle tieferen Liaszonen ebenfalls in Mergel-Facies ausgebildet sind, lässt sich mit Sicherheit beweisen.

Warum sollten gerade die Mergel tiefer Liaszonen verschwunden sein, da doch gar oft noch, und zwar auf bedeutenden freien Höhen, zum Beispiel auf dem Wildalpel auf dem Steinernen Meer, im Hangenden der Hierlatzschichten jüngere Mergelcomplexe erhalten blieben?

Wir sehen also, dass dort, wo eine auf paläontologischer Basis nachzuweisende heteropische Gliederung des Lias vorhanden ist, die Mergel eine tiefere, beiläufig den heutigen Thälern folgende, die rein kalkigen Gebilde dagegen eine höhere Lage auf den Plateaus und Rücken einzunehmen pflegen.

Allerdings liessen sich dagegen einige Punkte anführen, an welchen Lias Crinoidenkalke an sehr tiefen Punkten auftreten, allein diese Vorkommen können in den meisten Fällen schon von vorneherein auf spätere Störungen zurückgeführt werden, wie die Nester von Hierlatzkalk am Aufstieg zur Gratzalpe. Dass sich übrigens auch die hier restirenden Fälle ganz gut mit unserer Anschauung vereinigen lassen, wird in der Folge hervorgehen. Ich glaube vorgenannter Anschauung keinen plastischeren Ausdruck verleihen zu können, als mit den Worten Stur's:

„Diese so merkwürdige Vertheilung der marinen Entwicklungsformen des Lias in den nordöstlichen Alpen, ladet zu weiteren Erklärungen ein. . . . Es scheint, als hätte das Liasmeer in den Alpen eine den heutigen Verhältnissen sehr ähnliche Configuration des Terrains gefunden und habe die Alpen derart erfüllt, dass nicht nur die liasischen Gesteinsmassen der Voralpen, sondern theilweise wenigstens auch die höchsten Theile der rhätischen Korallenriffmassen unter das Niveau desselben gelangten. In den Tiefenlagen des Terrains, wo innerhalb der Alpen theilweise die älteren sandigen Ablagerungen der älteren Trias dem Meere zugänglich waren, ferner am Nordrande der Alpen, wo von Norden her thonig sandiges Material geliefert werden konnte, wurden nun die Adnetherschichten und Fleckenmergel abgelagert.

Auf den Höhen — den damaligen Untiefen des Liasmeeres — hoch über den schlammigen Thaltiefen, berührte die Lias-See nur reine Kalk- und Dolomitfelsen und war der Transport von Schlamm dahin unmöglich. Hier lebten und starben die vielen Mollusken dieser Epoche; ihre Ueberreste häuften sich stellenweise oft in Vertiefungen, den sogenannten Taschen, zu reinem Muschelgrus — dem Hierlatzkalk — an etc.“

Vergegenwärtigt man sich das Grundgebirge, auf welchem die Absätze des Lias erfolgten, so gewinnt die vorstehende Ansicht einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit.

In langen Zügen wechseln feste kalkige Facies der Trias (untere und obere Dolomite, norische und karnische Hallstätterkalke, karnische und rhätische Dachsteinkalke) mit weicheren mergeligen Gesteinen (Zlambachschichten, Pötschenkalke, Reiflingerkalke, Lunzer- und Kössenerschichten) ab und boten vor Eintritt der Liastransgression dem Einfluss der Erosion sehr verschiedenen Widerstand.

Geben wir die Transgression zu, so müssen wir auch mit nothwendiger Consequenz die Möglichkeit, ja Wahrscheinlichkeit anerkennen, dass sich unter den Wirkungen der Erosion schon damals ein gewisses Relief entwickelte, über welches die allmälig steigenden (relativ genommen) Fluthen der liasischen See zusammenschlugen.

Nun liegt es wohl nahe anzunehmen, dass die mergeligen Liasschichten ihr Material von den mergeligen Trias-Facies, die rein kalkigen (abgesehen natürlich von organogenen Gebilden) dagegen von den kalkigen Trias-Facies genommen. In der That bestätigten die natürlichen Verhältnisse diese Annahme an verschiedenen Punkten des Salzkammerguts auf eclatante Weise. Das heterogenste Aequivalent des Hierlatz, dessen rein kalkige Liasgebilde auf Dachsteinkalk abgelagert wurden, findet sich im Zlambachgraben, wo nach v. Mojsisovics über den triadischen Zlambachschichten und Pötschenkalken eine lithologisch ausserordentlich ähnliche Liasmergel-Facies auftritt, welche neben viel tieferen, auch den Horizont des Hierlatz in sich begreift.

Soweit die Reiflinger Facies, oder auch nur die Zlambachschichten reichen, finden wir im Gebiete der Salzberge, und zwar auch auf dem Hallstätter Salzberg, fast überall die Liasmergel-Facies wieder. Jenseits auf den Hängen des Todtengebirges aber, wo abermals nur Dolomite und Dachsteinkalke auftreten, sehen wir den unteren Lias überall als Crinoidenkalk entwickelt, über welchen dann erst der Mergel erscheint.

Jene grosse Erscheinung der allmäligen Senkung, welche allein die Transgression zu erklären vermag, dauerte also nach Ablagerung der Hierlatzschichten noch fort und erweiterte die Region schlammiger Trübungen auf Kosten jener Untiefenzone, wo die Hierlatzbrachiopoden massenhaft lebten, an allen Stellen, wo wir heute im Hangenden der Hierlatzschichten noch Mergel finden.

Gerade so lässt sich die Herkunft der mächtigen Liasmergelmassen im Thale von Mitterndorf, Klachau und Zlemm ableiten.

Ein grosser Theil dieser weiten Mulde besteht aus fast gänzlich erodirten, tieferen triadischen Niveaus, während an ihrer Nordseite noch heute eine mächtige Entwicklung von thonigen Hornsteinkalken sich vorfindet.

Rein kalkig dagegen sind die liasischen Absätze auf dem Grimming und auf dem gegenüberliegenden Tragl-Gebirge, wo abermals nur reiner Dachsteinkalk das Grundgebirge abgibt.

Dass auch im Gebiete von Berchtesgaden jener District, wo Liasmergel und Adnether Kalke das unmittelbar Liegende bilden, der salinaren Triasentwicklung zunächst gelegen ist, darf uns nach dem Gesagten nicht Wunder nehmen.

In consequenter Verfolgung dieses einen Gesichtspunktes würden also die Hierlatzschichten nur deshalb auf Höhen abgelagert sein, weil dort vom Anbeginne das geeignete, rein kalkige Material vorhanden war, während die mergeligen Faciesgebilde deshalb heute noch längs Tiefenlinien gefunden werden, weil die eintretende Ueberfluthung des präliasischen Reliefs an diesen bereits damals vertieften Stellen weiches Material zur Denudation und abermaligen Sedimentirung gefunden hatte.

Ganz anders stellt sich die Frage, wenn kein ähnliches älteres Material durch sein Vorhandensein eine so einfache Erklärung der Genesis späterer Bildungen nahelegt, wenn wir, an dem Beispiele der Fleckenmergel festhaltend, gezwungen sind, an einem Transport des Materials aus entfernten Gegenden, daher auch an Strömungen, welche einen solchen allein bewirken konnten, zu denken. Die Beurtheilung einer solchen Frage erfordert jene umfassenden Kenntnisse und jenes riesige Beweismaterial, welches Herrn Prof. Neumayr zur Verfügung stand, als er in einer seiner jüngsten Arbeiten [1]) die Ansicht aussprach, dass die mächtigen Thonmassen des mittleren und unteren Lias Mitteleuropas auf ein nordisches Festland zurückgeführt werden müssen, deren Flüsse grosse Schlammmassen in's Meer getragen haben.

Durch eine südliche Strömung, östlich an der Ardenneninsel vorbei, wurde dann die Trübung in süddeutsches Gebiet, ja höchstwahrscheinlich bis in die Alpen [2]) übertragen, wo sie in Form der sogenannten Allgäuschiefer zum Absatz kam.

Letztere unterscheiden sich durch ihre dunkle Farbe, ihren hohen Thongehalt und die ausgezeichnete Schieferung erheblich von den gewöhnlichen, mehr kalkigen Lias-Fleckenmergeln, und liegen überdies in der geraden Fortsetzung der thonigen Lias-Sedimente Schwabens, mit welchen sie auch in Bezug auf ihr Alter übereinstimmen. Auch der von Prof. Neumayr hervorgehobene, in dem Fehlen der südlichen Typen *Lytoceras* und *Phylloceras* begründete faunistische Unterschied, vermag als Stütze für die Annahme nördlicher Strömungen hingestellt zu werden.

Würde uns nun auch für einzelne Fälle der Nachweis über die Provenienz des Sedimentes gelingen, so restiren doch noch eine ganze Reihe von Vorkommen, an welchen wir weder autochthones Sediment annehmen können, noch mit Sicherheit die Richtung anzugeben in der Lage sind, woher Sediment zugeführt wurde.

Dann drängt sich mit nothwendiger Consequenz die Frage auf, ob nicht andere Factoren als die angegebenen, entweder allein, vielleicht aber auch im Vereine mit den ersteren, die heute zu beobachtenden Verhältnisse geschaffen haben.

In erster Linie könnten wir dabei an schlammige Strömungen denken, welche nachgewiesenermassen auf ungeheure Entfernungen hin ihre Trübung schwebend erhalten können — deren Provenienz wir aber nicht kennen. Oder aber an eine rein bathymetrische Gliederung des Sediments in der Weise, dass die tieferen Meeresgründe und Strassen noch von den schwereren Trübungen erfüllt waren, als um die höheren Untiefen bereits klare Wässer des allmälig relativ

[1]) Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschriften der k. Akad. d. Wiss. Bd. L.

[2]) Ibid., pag. 43.

steigenden Meeres flutheten. Lauter Fragen, deren Beantwortung nur mit Rücksicht auf die Verhältnisse der faciellen Gliederung aller bekannten Formationen erfolgen kann, deren Entscheidung aber auf Grund zeitlich und räumlich beschränkter Ablagerungen nicht statthaft ist.

Daher mögen die aus den Beobachtungen solch beschränkter Verhältnisse gezogenen Schlüsse vorläufig auch nur mit Beschränkung auf diese hingenommen werden.

In diesem Sinne darf aber behauptet werden, dass die Gliederung des nordalpinen Lias in Facies als Function eines präliasichen Reliefs anzusehen ist, wobei ohne Zweifel das vorhandene Grundgebirge durch seine Umsedimentirung mit eine Rolle gespielt hat.

Schon in der älteren Literatur gab die verschiedene Ausbildungsweise gleichartiger Absätze Veranlassung über die Ursachen ihrer Differenzirung Vermuthungen auszusprechen.

Anschliessend an seine Beobachtungen über die Lagerung der Lias und Jurabildungen bei Vils, spricht sich Beyrich [1]) mit den Worten aus: „Kaum kann man an andere Ursachen denken, als an die Gestaltung des Bodens, auf dem die Absätze sich niederschlugen. Man könnte vielleicht annehmen, dass schon nach Abschluss der Triaszeit ein Theil der Alpen im Grunde des Meeres [2]) Formen erhalten hatte, welche etwa den gegenwärtigen Formen des dalmatinischen Küstenlandes vergleichbar wären; dann wäre es möglich, sich die Formationen der einen Art als Absätze in relativen Untiefen, neben denen der anderen Art entstanden zu denken, die in grösseren Tiefen zugleich aus anderem Material zusammengesetzt wurden und andere Gruppirungen organischer Formen umschlossen", und weiter: „die Lias und Juramarmore entsprächen den Absätzen der relativen Untiefen, die Fleckenmergel aber wären in grösserer Tiefe gebildet."

Später fand die Idee, dass die Bildung verschiedener Sedimente durch Niveauveränderungen stets wesentlich beeinflusst war, durch die Herren Prof. E. Suess und Edm. v. Mojsisovics in ihrer Arbeit über die Gruppe des Osterhorn [3]) Ausdruck.

Ausgehend von der Beobachtung, dass der Wechsel übereinanderfolgender Faunen stets mit einem Wechsel auch der physikalischen Beschaffenheit des sie umgebenden Gesteines verbunden ist, sprachen genannte Autoren die Ansicht aus, dass jeder Wechsel der physikalischen Verhältnisse gleichzeitig auf beide Momente eingewirkt hat, dass aber diese Einwirkung je nach den äusseren Verhältnissen einen verschiedenen Grad von Intensität besass.

Nichts kann marine Bildungen nach ihrer lithologischen Beschaffenheit und ihren Einschlüssen mehr beeinflussen als eine Niveauveränderung des Meeresbodens, welche die offene See in ein Binnenmeer und dieses in trockenes Land umzuwandeln vermag.

---

[1]) Ueber die Lagerung der Lias und Jurabildungen bei Vils. Monatsberichte der königl. preuss. Akad. d. Wiss. in Berlin (für 1862) 1863, pag. 667.

[2]) Durch die Annahme der Transgression zu Beginn der Lias fällt heute wohl die Schwierigkeit hinweg, welche uns die Vorstellung submariner Reliefbildung bereiten müsste.

[3]) Jahrb. d. geolog. R.-A. 1868. Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen, pag. 188.

Wenn auch nicht immer so weit gehend, wird sich jede derartige Veränderung ohne Zweifel am stärksten in littoralen oder sublittoralen Gebieten bemerkbar machen und die pelagischen Regionen viel weniger berühren.

Dort mögen vielleicht nur von Zeit zu Zeit locale Einschwemmungen gleichsam Kunde geben von den Vorgängen an der Küste, wo schon die geringste Schwankung, sei es in positivem oder in negativem Sinne, sofort einen gewaltigen Einfluss auf das organische Leben und die Beschaffenheit des Sedimentes zugleich ausüben muss.

Nach diesen Worten möge nochmals auf das Beispiel der gegenseitigen Ueberlagerung liasischer Facies hingewiesen werden, auf jene Fälle, wo an nahen Punkten hier ein räumliches Nebeneinander von Hierlatzschichten, Adnether Schichten und Fleckenmergel, dort plötzlich das gegenseitige Uebergreifen dieser petrographischen Typen zu constatiren ist.

Als Resumé vorstehender Muthmassungen über die Genesis nordalpiner liasischer Facies möge es gestattet sein, die gedachten Vorstellungen, so weit sie sich auf das specielle Thema vorliegender Arbeit: „Die Hierlatzschichten", beziehen, in ein plastisches Bild zu vereinen.

Wir hätten uns darnach den Schauplatz der Ablagerung von Hierlatzschichten als felsige Untiefenzone vorzustellen, aus welcher einzelne Massen inselartig hervorragten, andere klippige Züge aber kaum den Meeresspiegel erreichten.

Unaufhörlich nagte die Brandung an den felsigen Küsten und submarinen Klippen, deren losgelöste Fragmente, in die Tiefe rollend, im Vereine mit herbeigespültem Sand aus Crinoidenstielgliedern die ausgewaschenen Höhlungen an ihren Abhängen und an ihrem Fusse erfüllten.

Dort aber lebten unter dem Schutze der wellenbrechenden Riffe zahllose Organismen, entfaltete sich ein reiches Thierleben in Nischen und Löchern des felsigen Meeresbodens, allmälig begraben durch eingeschwemmtes und nachrollendes Sediment.

Wie jedes Bild, entspricht auch diese Darstellung der „Einheit der Zeit" und damit einer kurzen Epoche im ewigen Wechsel der Verhältnisse, welcher uns einladet, vom Standpunkt der „Einheit des Ortes" einen Blick auf die folgenden Ereignisse zu werfen.

Da sehen wir, vielleicht in Folge von Niveauschwankungen, eine Veränderung der physikalischen Bedingungen desselben Ortes nach ihrer räumlichen Verbreitung eintreten und gewahren die Verschiebung der Faciesgrenzen — des Nebeneinander in das Uebereinander — mit einem Worte, die gegenwärtige Ueberlagerung von Sedimenten, welche sich früher als isochrone Gebilde vertraten.

Die Hierlatzfacies wurde als Crinoidenkalkfacies bezeichnet.

Trotzdem betheiligt sich auch anderes Material, obwohl in untergeordnetem Masse und in innigem Zusammenhang mit den Crinoidenkalken, an der Zusammensetzung von Hierlatzschichten.

Die Crinoidenkalke haben in der Regel eine intensive braunrothe bis ziegelrothe Färbung, allein es kommen oft auch blass-rosenrothe Gesteine vor, ja selbst vollkommen weisse. Letztere treten sonderbarerweise fast nur an den höchstgelegenen Orten, wo Hierlatzschichten vorkommen, auf den höchsten Kämmen und Graten der Kalkalpen, z. B. auf dem Niederen Kreuz des Dachsteingebirges, auf den Gipfeln des Kallersberg, Göll, Reitersteinberg im Berchtesgadener Revier auf.

An organischen Resten führen die Crinoidenkalke vorwiegend Brachiopoden, diese aber oft in so grosser Zahl, dass ganze Nester nur aus einem Haufwerk davon bestehen. Besonders gewisse glatte Terebrateln und Waldheimien lagern sich flach übereinander und bilden einen lichten, scheinbar dünnschichtigen Kalkstein aus lauter verdrückten Schalen. Sehr oft, wie z. B. auf dem Hierlatz zu beobachten ist, umschliessen die Crinoidenkalke einen dichten, lebhaft roth gefärbten, etwas muschelig brechenden Kern, welcher nur spärliche, aber dafür grössere Crinoidenstiele enthält und das Lager bildet für die Cephalopoden und Gasteropoden der Hierlatzschichten.

Nicht immer sind beide Gesteinsvarietäten räumlich so nahe verknüpft, dann geht der Crinoidenkalk allmälig in dichten rothen Kalk über, welcher nesterweise Crinoidenstielglieder führt und auch wegen seiner analogen Ablagerungsverhältnisse zu den Hierlatzschichten gerechnet werden muss.

Aus solchen Kalken wittern häufig dunkle, metallisch-bläulich angelaufene Krusten von manganhältigem Brauneisenstein aus, welche oft allseits geschlossene Rundmassen — im Innern ganz von demselben Kalk erfüllt — bilden. Diese Körper haben eine kugel- oder birnförmige Gestalt und einen Durchmesser von 10—20 Centimeter, während ihre Schalendicke nur wenige Millimeter beträgt.

Wenn sie von einer verwitternden Oberfläche angeschnitten sind, ragt die widerstandsfähigere Schale in Form eines schwarzen Kranzes aus dem rothen Gestein hervor.

Dasselbe Erzmaterial betheiligt sich auch an der Ausfüllung von Klüften und Hohlräumen, namentlich der durch Cephalopodenkammern bedingten, wodurch eigenthümliche gekröseartige Zeichnungen, dunkle Schalen um blendend weisse, strahlige Kerne entstehen.

Die Manganerzauswitterungen verrathen in der Regel das Auftreten von Cephalopoden, und zwar namentlich riesiger Nautilen und Phylloceraten, z. B. oberhalb der Gruberlacken-Alpe am vorderen Sonnwendjoch und am Südabhange der Funtensee-Tauern am Königssee.

Im Schladminger Loch auf dem Dachstein findet sich in einer Spaltausfüllung des rothen Crinoidenkalkes im Dachsteinkalk eine Einlage braunen plattigen Liasmergels, welche sonst nirgends in den Hierlatzschichten zu beobachten ist.

Ohne Zweifel müssen wir diese Erscheinung als Stütze für die Annahme heteropischer Entwicklung betrachten, namentlich deshalb, weil besagte Einlagen weder als Hangendes, noch als eingeschlossene ältere Bruchstücke auftraten, sondern innig mit der Masse des Crinoidenkalkes verschmelzen.

Als weitere Gesteinsart der Hierlatzschichten müssen jene Haufwerke von Fossilien bezeichnet werden, welche, aus Brachiopoden,

Cephalopoden, Gasteropoden und Acephalen in sehr variablem Verhältnisse der Mengung bestehend, oft in dicken Bänken anstehen. Es sind das wahre Conglomerate oder Breccien von organischen Resten, deren Ausdehnung jedoch meist eine räumlich sehr beschränkte ist, meist treten sie nur in Form von Nestern im Crinoidenkalk auf.

Schliesslich sei noch eine Art von Gesteinsentwicklung erwähnt, welche geeignet ist, nicht nur die Ansichten über die Entstehung dieser Schichten zu bekräftigen, sondern auch eine viel grössere Ausdehnung derselben zu beweisen. Wenn sich hie und da in den Crinoidenkalken eingeschlossene eckige Gesteinsstücke — meist Dachsteinkalk — einstellen, so pflegen dieselben nach einer Richtung hin an Häufigkeit zuzunehmen und schliesslich eine Breccie weisser und dunkler Trümmer mit rothem Cement zu bilden, deren liasisches Alter dann, auch ohne das Vorhandensein von Fossilien, über allen Zweifel ist.

An anderen Orten nun treten derartige alte Breccien selbstständig auf, abgesetzt in langen Rinnen oder in tiefen Klüften des Dachsteinkalkes.

Namentlich auf den östlichen Plateautheilen des Dachsteins, auf dem sogenannten Kammergebirge, ist diese Erscheinung überaus häufig. Man wird derartige Bildungen auf alten, durch die Brandung losgebröckelten und wieder zusammengehäuften Schutt zurückführen müssen.

Sie finden sich in verschiedenen Verbindungen mit Hierlatzschichten, theils räumlich getrennt, theils als Unterlage, theils im Hangenden derselben und wurden schon von Suess und Gümbel vielfach beobachtet und auch als Strandproducte aufgefasst.

Auf dem Gipfel des Rofan in der Gruppe des Sonnwendjoch am Achensee lagert transgredirend über einigen Klippen von Dachsteinkalk ein buntes Conglomerat sehr wechselnder Zusammensetzung, welches sich durch Zwischenlagen von weissem Brachiopoden führendem Crinoidenkalk, als liasisch erweist. Seine Bestandtheile, unter welchen auch krystallinische Gerölle vorkommen, erreichen Faust- bis Kopfgrösse und scheinen auf einen fluviatilen Absatz zu deuten.

In der That wird diese Ansicht in jüngster Zeit auch von Prof. A. Penck[1]) vertreten, indem er sagt: An der Grenze von Dachsteinkalk und Lias offenbart sich aber noch ein weiteres Phänomen. Die unterste Liaspartie ist in den erwähnten Theilen häufig eisenschüssig und birgt nuss- bis faustgrosse Gerölle von Gesteinen aus den Centralalpen etc." und weiter: „Offenbar sind dies alte Flussgerölle, welche lehren, dass nach der Ablagerung des Dachsteinkalkes nicht unmittelbar die des Lias folgte, sondern dass inzwischen aus den Centralalpen kommende Flüsse dort strömten, wo kurz vorher und kurz nachher das Meer sich erstreckte."

Als man die Fossilien führenden Bänke auf dem Hierlatz für Horizonte in dem lichten Gipfelkalk dieses Berges hielt, ergab sich eine Mächtigkeit der Hierlatzschichten von etwa 200 Fuss.

---

[1]) Das Land Berchtesgaden von A. Penck und E. Richter, Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpen-Ver., 1885, pag. 16.

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse muss nun allerdings diese Mächtigkeit auf wenige Meter reducirt werden, allein es gibt andererseits Localitäten, und zwar meist an relativ tief gelegenen Punkten, wo eine Mächtigkeit von 20 und mehr Metern erwiesen ist. So beträgt die Mächtigkeit der rothen Crinoidenkalke am Brunnkogl nächst der Fludergrabenalpe NW. von Aussee gewiss 25 Meter.

Diese Mächtigkeit nimmt in der dem Dachsteinkalk bis zur Schwarzenbergalpe empor auflagernden Liasscholle immer mehr ab, wobei diese Abnahme nicht auf Rechnung der Erosion gesetzt werden darf, weil noch eine Decke von braunen Mergeln und Hornsteinen vorhanden ist, sondern ohne Zweifel schon ursprünglich war.

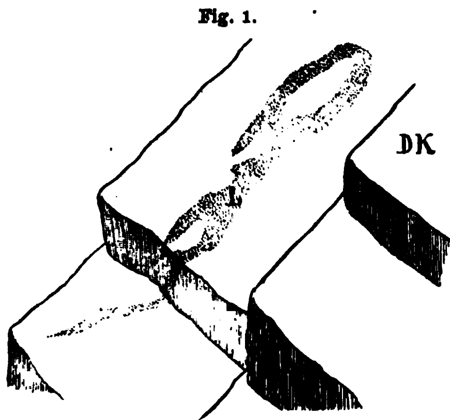
Nicht überall sind die Hierlatzschichten als selbstständig gebankte Ablagerungen erhalten.

In den meisten Fällen blieben nur jene Theile derselben erhalten, welche in Vertiefungen ihres festen Grundgebirges eingriffen.

In Löcher, in flache Rinnen und in tiefe Spalten erstreckten sich die Wurzeln der nunmehr gänzlich zerstörten Decke und treten nun dem Beobachter als räthselhafte, ganz unregelmässig geformte rothe Streifen und Flecken auf den lichten Platten oder Karrenfeldern des Gebirges entgegen, besonders auffallend wohl dann, wenn der Crinoidenkalk senkrecht auf die Streichungsrichtung des Dachsteinkalkes verlaufende Spalten erfüllt, wenn wir daher ein rothes Band, treppenförmig gebrochen, aber schnurgerade ausgerichtet, über die Tafeln und Bänke hinweglaufen sehen.

Diese vollständige Unabhängigkeit von dem Schichtfall der Unterlage ist für die Transgression bezeichnend. Sie erlaubt uns auch in Fällen auf diese Transgression zu schliessen, wo an mitunter ganz nahen Stellen eine concordante — scheinbar nie unterbrochene — Auflagerung zu beobachten ist.

Fig. 1.



Lias-Tasche im Dachsteinkalk. (Kniegrube auf dem Todten Gebirge.)
DK = Dachsteinkalk. *L* = Hierlatzkalk.

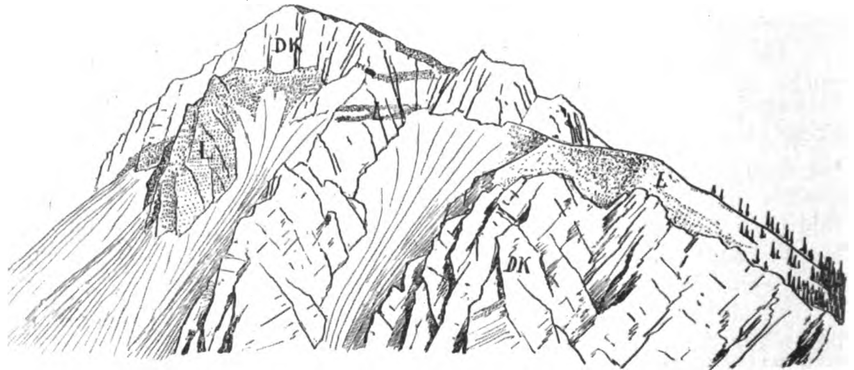
Den grössten Ausdruck findet die allgemeine Discordanz dort, wo eine Transgression über sehr altersverschiedene Niveaus nachweisbar wird. Ein solches Profil findet sich auf dem westlichen Dachsteingebirge, dessen ungeheuer mächtige Banklagen dem karnischen und rhätischen Dachsteinkalk angehören.

Dank den Untersuchungen des Herrn Oberbergrathes v. Mojsisovics sind wir durch die Möglichkeit einer sicheren Trennung dieser beiden Stufen auf Grund paläontologischer und theilweise auch schon lithologischer Unterschiede in die Lage versetzt, eine solche Transgression des unteren Lias in der Gegend vom Grünberg bis zur Landner Alpe nachweisen zu können.

Nachdem die Anführung von Belegen für das taschenförmige Auftreten und die transgredirende Art der Lagerung von Hierlatzschichten ohnehin den Gegenstand des speciellen Theiles dieser Arbeit umfasst, will ich mich darauf beschränken, hier auf das schönste derartige Beispiel hinzuweisen, welches mir auf meinen Touren begegnet ist.

Es ist dies ein westlicher Vorgipfel, 2169 Meter, des Reinersberg auf dem Abfall des Haagengebirges gegen den Königssee, welcher vollkommen von Lias-Crinoidenkalk überzogen war und dessen Kern aus weissem Dachsteinriffkalk sich durch die Wirkungen der Erosion eben aus der rothen Umhüllung herauszuschälen beginnt.

Fig. 2.



Vorgipfel, 2169 Meter, des Reiners-Berg. (NW.-Seite.)
DK = Dachstein- (Riff-) Kalk. *L* = Lias.

Der ganze, NW. gegen die Bockkehle circa 400, rückwärts gegen den Verbindungssattel mit dem Reinersberg nur 100 Meter hohe Berg ist überall noch incrustirt von den rothen Liasschichten. In den sonderbarsten Streifen und in unregelmässigen Flecken kleben einzelne Krusten von Hierlatzkalk auf dem lichten Riff, vielfach miteinander zusammenhängend und den Beweis liefernd, dass dieser Berg vor Ablagerung des Lias dasselbe Relief hatte wie heute, wenn wir uns die letzten Reste seines jüngeren Mantels hinwegdenken.

Die grossen, von den Spannungsverhältnissen abhängigen Verwerfungen, welche die Massen unserer nordalpinen Kalkstöcke durchsetzen und welche oberflächlich sehr oft zu offenen Spalten erweitert werden, bildeten auch die Grundlage für eine sehr verbreitete Art des Auftretens von Hierlatzschichten, welche ursprünglich ihrer richtigen Deutung nicht geringe Schwierigkeiten bereitete.

Namentlich auf den gerundeten breiten Scheiteln jener Kuppen des Dachsteinkalkes, welche überhaupt durch das Vorkommen von Hierlatzschichten ausgezeichnet sind, unterbrechen von Stelle zu Stelle mächtigere Bänke die geröllreichen oder spärlich mit Rasenpölstern besetzten Flächen, als regelmässige Treppenstufen, eine über der anderen, weithin die flachen Hänge durchziehend.

Parallel mit dieser Treppe verlaufen hin und wieder fossilreiche Streifen von Hierlatzschichten und bringen durch ihre öftere Wiederholung den Eindruck regelmässiger Zwischenlagen im Dachsteinkalke hervor.

Verfolgt man diese Streifen jedoch, so zeigen sich zunächst in ihrer Verlängerung sehr oft offene Klüfte, an deren Wänden noch überall der Crinoidenkalk klebt, ja, in welchen, wie z. B. in der Grube NO. von der Hierlatz-Alpe, noch förmliche Brücken von Hierlatzkalk hängen. Da die erwähnten Scheitelflächen der Gipfelkuppen fast allseits in schroffen Wänden abzubrechen pflegen, ist es leicht zu constatiren, dass die offenen Klüfte nichts Anderes darstellen, als die Erweiterung von Verwerfungsspalten. Sie setzten nämlich in die Wand hinab fort als handgreiflich zu erkennende Brücke.

Das Vorhandensein solch zahlreicher Brüche, parallel dem Streichen, ist längst bekannt und wurde schon durch Prof. Suess[1]) nachgewiesen.

Längs dieser Verwerfungen erfolgte ein wiederholtes treppenförmiges Absinken des Gebirges, wodurch sich die scheinbar ungeheure Mächtigkeit gewisser Dachsteinkalkmassen erklärt. Die Wände des Gjaidstein- und Kreuzkammes auf dem Dachstein gegen das Carls-Eisfeld gestatten sogar die photographische Aufnahme einer Unzahl derartiger Längsbrüche. Auf dem ganzen Dachsteingebirge verlaufen diese Brüche, dem Streichen entsprechend, von O. nach W. und zahlreiche offene Klüfte und Dolinenreihen zeigen auch dort ihr Vorhandensein an, wo keine Wand profilmässigen Aufschluss gewährt. Vergleicht man die Einzeichnungen der Hierlatzschichten auf der Karte eines solchen Gebietes mit der Streichungsrichtung, leuchtet der gegenwärtige Zusammenhang sofort ein und macht es erklärlich, warum Lipold[2]) die Hierlatzschichten als Zwischenlagerungen der „Isocardien führenden Kalke“ auffasste.

Jene Punkte, wo senkrecht auf das Streichen gerichtete und erweiterte Verwerfungsspalten mit Hierlatzschichten erfüllt wurden, sind weit seltener, verrathen aber auf unzweifelhafte Art die transgredirende Art der Ablagerung.

Eine ganz besonders lehrreiche Stelle befindet sich auf dem breiten Plateau des mittleren Ochsenkogls auf dem Dachstein-Gebirge, wo man sowohl die Treppen des rhätischen Kalkes, als auch die Hierlatzstreifen beobachten kann. An einem Punkte *N*, unterhalb des genannten Gipfels sieht man nämlich eine halboffene Kluft, zur Hälfte überbrückt von einer wohl 1 Meter mächtigen Decke von Brachiopodenkalk, welche sich wurzelartig nach unten verlängert und den rückwärtigen Theil der Kluft erfüllt. (Vergl. Fig. 3 auf der folgenden Seite.)

Ganz absonderlich gestalten sich die Verhältnisse dort, wo das Grundgebirge, aus irgend welchen Ursachen, ein reich gegliedertes Relief besass, und wo die heutige Erosion ein ebensolches — zum Beispiel ein Karrenfeld — in und durch die Liasdecke genagt hat.

Reconstruirt man durch Hinwegdenken der rothen Crinoidenkalke das alte Relief, so darf man wirklich von einem Karrenfeld im Karrenfeld sprechen, wie dies mein Freund Dr. Carl Diener[3]) von einer mir selbst bekannten Stelle auf dem Rofangebirge gethan.

---

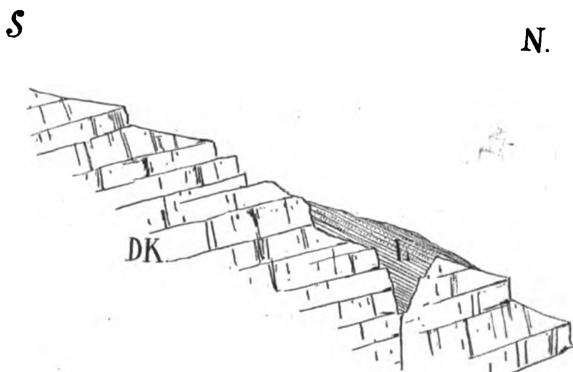
[1]) Hauer's Geolog. Durschschnitt der Alpen etc. Sitzungsber. d. W. Akad., XXV. Band.

[2]) Geolog. Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. Jahrb. d. geolog. R.-A. III, 1852, Heft 4, pag. 90.

[3]) Ueber den Lias der Rofangruppe, pag. 31, Jahrb. d. geol. R.-A. XXXV, 1885, 1. Heft.

In den meisten Fällen projiciren sich die Ausfüllungen von liasischen Crinoidenkalken auf der unebenen Oberfläche des Dachsteinkalks als unregelmässige, aber scharf begrenzte streifenförmige Flecken, deren Längsausdehnung dem Streichen parallel ist, oder dasselbe unter irgend einem Winkel schneidet.

Fig. 3.



Hierlatzkalk als Kluftausfüllung. (Ochsenkogl auf dem Dachstein.)
DK = Dachsteinkalk. *L* = Hierlatzkalk.

Die Frage nach dem Alter der Hierlatzschichten unserer nördlichen Kalkalpen muss dahin beantwortet werden, dass sehr verschiedene Zonen des Lias in der Facies von Crinoidenkalken vertreten sind und dass für jedes Vorkommen die stratigraphische Position erst selbstständig auf Grund der paläontologischen Urkunde ermittelt werden muss.

Nachdem die meisten Hierlatz-Crinoidenkalke fast nur Brachiopoden enthalten, ist ihre Altersbestimmung aus schon oft erörterten Gründen eine schwierige. Aber auch dann, wenn eine reiche Cephalopoden-Fauna zu Gebote steht, wird man kaum einen scharfen Vergleich mit den heterotopischen mitteleuropäischen Liasgebieten zu erzielen und nach schwäbischen Zonen zu identificiren im Stande sein, indem das Hinzutreten vieler neuer Typen ein präcises Anlegen des hergebrachten Massstabes erschwert.

Mit Sicherheit wurden bisher in den Hierlatzschichten verschiedener Localitäten Vertreter der Oberregion des unteren Lias (Hierlatz - Sonnwendjoch - Gratzalpe), des mittleren Lias (Margaritatuschichten vom Schafberg) und der Grenzregion des mittleren und oberen Lias (Brieglersberg) nachgewiesen.

Aufgabe einer speciellen paläontologischen Arbeit des Verfassers wird es sein, für einzelne Localitäten eine genaue Altersbestimmung durchzuführen.

Specieller Theil.

Es sollen nun der Reihe nach jene Gebirgsgruppen des in Rede stehenden Gebietes besprochen werden, auf welchen die Hierlatz-Facies in ausgedehnter und typischer Weise ausgebildet ist.

Daraus wird sich ergeben, ob die gezogenen allgemeinen Schlüsse sich über das Niveau localer Beobachtungen erheben und allgemeine Giltigkeit beanspruchen dürfen.

Die zu besprechenden Gruppen gehören der südlichen oder inneren, dem Laufe der grossen Längenthäler zugewendeten Zone der Nordkalkalpen an und bilden zugleich die mächtigsten Erhebungen des nördlichen Kalkalpenzuges zwischen dem Pass Pyrhn und dem Achensee.

Einzelne dazwischen liegende Erhebungen, welche durch die Verwitterung in schmale Kämme aufgelöst wurden, lassen entweder die Entwicklung von Hierlatzschichten vermissen, oder tragen dieselben nur in so untergeordneter Ausdehnung, dass ihre Besprechung ohne Nachtheil für die Ableitung allgemein giltiger Lagerungsgesetze wegfallen darf.

Nachdem die Verhältnisse des Grundgebirges für die Auffassung der Lagerung transgredirenden Gebilde von wesentlicher Bedeutung ist, schien es mir geboten, die Beschreibung der einzelnen Gruppen nach dem Auftreten von Lias mit einer kurzen Schilderung ihrer tektonisch stratigraphischen Eigenthümlichkeiten einzuleiten.

Die an und für sich gleichgiltige Reihenfolge dieser Beschreibungen entspricht der zeitlichen Folge meiner Beobachtungen im Terrain.

I. Das Todte Gebirge.

Obwohl sich der Inhalt eines unter dem Titel: „Ueber jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Todten Gebirges in Steiermark" in diesem Jahrbuche (1884, pag. 335—366) publicirten Artikels theilweise auch auf den hier zu besprechenden Gegenstand bezieht, möge es mir mit Rücksicht darauf, dass nun die Beobachtungen zweier Sommer hinzugefügt werden können, gestattet sein, noch einmal auf den Lias des Todten Gebirges zurückzukommen. Etwaige unvermeidliche Wiederholungen sollen durch wesentliche Ergänzungen und thatsächliche Berichtigungen aufgewogen werden.

Bekanntlich bildet das Todte Gebirge eine grosse stockförmige Masse, deren breite Hochfläche theils der Alpenregion, theils schon dem völlig kahlen Hochgebirge angehört und deren allseits schroffe Abfälle in die Thäler der Traun, Alm, Teichl, Enns und Salza niedersetzen.

Wie bei allen grossen Plateaugebirgen der Nordalpen bildet Dachsteinkalk das wichtigste, gebirgsaufbauende Element. Derselbe ist vorwiegend in geschichteter Facies entwickelt, deren südliche Riffregion schon zum grossen Theil durch Erosion entfernt wurde.

Ausser der ostwestlich streichenden, relativ niederen Riffzone von Steinach und Wörschach, vom Wurzner Kampl und Stubwieswipfel, beobachten wir im centralen Theil des Gebirges einen nordsüdlich verlaufenden Riffkern. Derselbe erstreckt sich vom Hohen Elm über den Kammersee auf den Lerch- und Sillkogl unterhalb der Weissen Wand, bildet die Terrasse nördlich oberhalb der Odern-Alpe und endet mit dem Traweng am Salzsteig.

Mächtige Auflagerungen jüngerer liasischer und jurassischer Gebilde in den westlichen Partien, verleihen unserem Gebirge eine grosse landschaftliche Abwechslung, welche allen anderen Kalkstöcken fehlt.

Ausserdem sind es noch mannigfache, zum Theil schon in meiner früheren Arbeit erwähnte tektonische Vorgänge, welche noch in der heutigen Physiognomie des Todten Gebirges ihren Ausdruck finden.

Hierher gehört eine grosse, durch Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics zuerst nachgewiesene Verwerfung, welche aus dem Salzathal über das Alpenplateau des Gross-Steyrer und Schwarzensee hakenförmig in's Stoderthal hinabläuft und die grossen Dachsteinkalkmassen des Tragl von jener mächtigen Dolomitentwicklung trennt, als deren Culminationspunkt der Hochmölbing angesehen werden muss.

Dieser östliche Theil des Todten Gebirges — Warscheneck-Gruppe, wie er nach seinem Gipfel genannt werden soll — zeichnet sich durch einen zweiten, dem Stoderbruch parallelen Querbruch aus, von welchem die Dachsteinkalkmassen regelmässig nach Osten fallen und mittelst einer dritten Querverwerfung abermals an älterem triadischem Grundgebirge abstossen.

Während also auf dem Todten Gebirge O—W.-Streichen herrscht, sehen wir in der Warscheneckgruppe N—S. streichende Schichten den höchsten Theil des Gebirges zusammensetzen und dadurch einen tief einschneidenden Unterschied in der Tektonik beider Gebiete begründet. In einem W—O. Profil treffen wir im Gebiete des Grimmingbaches und der gegen das Stoderthal vorgelagerten Höhen eine ausserordentlich mächtige Entfaltung von Dolomit, welche wohl vom Muschelkalk bis zum Hauptdolomit emporreichend, den höchsten Gipfel des Hochmölbing zusammensetzt und von der durch die Brunnalpe zur Wetterlucken (zwischen Pyrnerkampl und Mitterberg) verlaufenden, äusserlich durch eine Dolinenreihe gekennzeichneten Bruchlinie östlich abgeschlossen wird.

Die an diese Bruchlinie östlich anschliessenden, flach in O. fallenden Dachsteinkalke erheben sich zum Gipfel des Warscheneck 2378 Meter und stossen in der dritten NS.-Bruchlinie quer durch den obersten Kessel der Teichl, unmittelbar an den Werfnerschiefer der Gammering-Alpe und an das triadische Riff des Stubwieswipfel. Transgredirend über die letztgenannte Verwerfung hinweg, lagern vom Gipfel des Warscheneck über den Todten Mann und Mitterberg liasische Gebilde bis auf die Stubwies-, Filzmoos- und Wurzen-Alpe, von wo sie sich in mergeliger Facies über die Gehänge gegen den Pass Pyrhn erstrecken.

Das Gipfelmassiv des Warscheneck besteht aus wohl gebanktem Dachsteinkalk, dessen unter einem Winkel von etwa 15° nach O. und NO. einfallende Schichten so ziemlich der Neigung des Gehänges gegen Windisch-Garsten entsprechen.

Die schroffen Wände und thurmartigen Vorwerke gegen S. und SO. aber sind eben so zierlich von den regelmässigen Schichtfugen durchzogen, als jene kegelförmigen Köpfe, welche, dem südlichen Plateau entragend, wie die „Kitzspitze“ und das „Eiserne Bergl“ von regelmässigen Banklagen gallerieartig umkreist werden.

Ueber das sanft geneigte nördliche Gipfelplateau des Warscheneck laufen in Abständen von etwa 5 zu 5 Metern quer herüber meterhohe Bänke eines ziemlich dunklen Dachsteinkalks, dessen grosse Megalodonten-Wirbel ihn als rhätischen Dachsteinkalk charakterisiren.

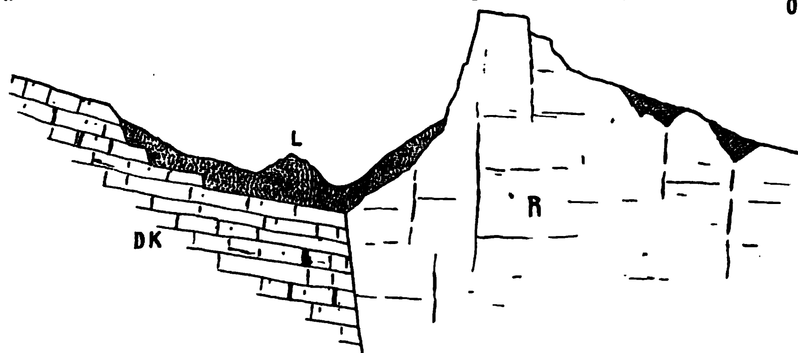
Kaum 10 Minuten nördlich von der Pyramide des Warscheneck begegnen wir bereits die Transgression des Lias in Form von weissen

und rosenrothen, stark krystallinischen Crinoidenkalken, welche wie eine Kruste auf den Schichtflächen des Dachsteinkalks zu sitzen scheinen. Dieses Vorkommen wiederholt sich nicht nur um einige Bänke weiter abwärts, sondern mindestens 200 Bänke tiefer, dort, wo in einer Scharte der Grat der Speickwiese 2131 Meter an den schroffen Abfall des Todten Mann anstösst.

Auf dem breiten Plateau der Speickwiesen selbst, deren südliche Abfälle gegen das Brunnthal wegen ihrer regelmässigen Schichtung den Namen „Bretterwände“ führen, gelang es mir nicht Hierlatzschichten zu finden, obwohl die reichliche Rasenbedeckung auf das Vorkommen leichter zerstörbaren Gesteines schliessen liesse. Eine um so interessantere Stelle aber erwartet uns dort, wo wir, über die östlichste Kante der Speickwiese hinabsteigend, in die Scharte gegen den schroffen Felskopf 1798 Meter Sp. K. gelangen, welcher bereits der östlichen Riffzone angehört. Durch diese Scharte nimmt jene Verwerfung ihren Weg, welche weiter südlich den Dachsteinkalk der Purgstall-Alpe vom Werfner-schiefer der Gammering-Alpe und hier den geschichteten Dachsteinkalk vom Riffkalk trennt.

In der Scharte selbst erhebt sich ein kleiner Hügel von oberflächlich mürbem, braunrothem Crinoidenkalk. Wenige Schritte südlich gegen die Brunnstein-Alpe sieht man, wie dieser Crinoidenkalk, der hier zahlreiche eckige braune Hornsteinfragmente führt, einerseits dem geschichteten Dachsteinkalk der Speickwiese auflagert.

Fig. 4.



DK = Dachsteinkalk. *R* = Riffkalk. *L* = Hierlatzschichten.

Andererseits zieht sich dieser Lias aber auch in einem Kar des kleinen Felskopfs 1798 Meter hinauf und jenseits über den Mitterberg, allerdings nur in isolirten Resten, hinab bis zur Stubwies-Alpe, wobei der Crinoidenkalk in dem kleinen Kar in einen dichten rothen Ammonitenkalk übergeht. Daraus ergibt sich die Transgression des Lias über den geschichteten Dachsteinkalk und Riffkalk.

In einem steilen Graben von der Scharte zwischen Hals und Mitterberg gegen die Stubwies Alpe ist der Riffkalk von einer grell gefärbten Breccie überzogen, welche lichte Bruchstücke in einer brennend ziegelrothen Grundmasse enthält.

Dieser „rothe Trümmerkalk“ kommt so häufig in untrennbarer Verbindung mit den Crinoidenkalken des Lias vor, dass wir sein liasisches Alter nicht anzweifeln dürfen. Hier bildet derselbe die Basis für den grauen Liasmergel, der sich von der Stubwiesalpe gegen die Filzen- und Wurzenalpe ausdehnt.

Die Filzen- und Wurzenalpe liegen am östlichen Rande eines ebenen sumpfigen Bodens, welcher zum Theile von glacialen Schuttmassen erfüllt wird. Ein Torfmoor, in vielen Windungen von dem Ursprung der Teichl durchzogen, breitet sich von dem kleinen Brunnsteiner See am Fusse des Warscheneck bis dort aus, wo nächst der Filzenalpe am Fusse eines kleinen Felskegels der Bach plötzlich versinkt.

Nördlich, oberhalb der Filzenalpe, thürmt sich hoch und schroff das Riff des Stubwieswipfel, 1784 Meter, auf, an seinem Fusse hinter den Almhütten umgürtet von einem schmalen Saum rothem Hierlatz, Crinoidenkalks, welcher noch die Hänge jenes isolirten, die Thalebene absperrenden Felskegels bekleidet und sich hinaufzieht bis auf die Höhe der Wurzenalpe.

Von diesem Hierlatzkalk räumlich getrennt und sein Vorkommen ausschliessend, entwickelt sich weiter W. auf dem Wurzener Kampl 1713 und in dem Graben der Gammeringalpe in grosser Mächtigkeit der graue Lias als mantelförmige Umhüllung der ungeschichteten triadischen Kalke und Werfener Schiefer.

Dieser Zug von grauem Lias ist offenbar als die Fortsetzung jener Zone von Fleckenmergel zu betrachten, welche bei Klachau und Tauplitz, im Zlemm und auf den Höhen N. von Steinach und Wörschach die lichten Riffzacken bedeckt.

Dem Dolomitgebiet des Hochmölbing fehlen liasische Ablagerungen vollständig.

Eine weit grössere Verbreitung finden die Hierlatzschichten in der Prielgruppe, wo sie theils in isolirten Denudations-Relicten dem Dachsteinkalk auflagern, theils als schmale zusammenhängende Zone an der Grenze auflagernder jurassischer Schichten zu Tage treten und mancherlei Störungen mitmachen.

Angefangen von der breiten Bergterrasse am Oderstein, 1722 Meter, oberhalb des Salzathales bei Mitterndorf, umgürtet ein Saum rother Hierlatzschichten den westlichen Hang der Weissen Wand bis dort, wo der Dachsteinkalk an einem zum Kammersee verlaufenden NS.-Bruch mit oberem Jura und Thon in Contact tritt.

Im Halbkreise erstreckt sich eine Zone von Denudationsresten der Hierlatzschichten hoch über dem Kammer-See auf die Höhen des Elmmoos und jener Kuppen, welche in schroffen Wänden dem Toplitzsee entragen. Hier treffen sie auf die Fortsetzung jener bereits erwähnten NS-Bruchlinie, welche in der tiefen Seespalte um etwa zwei Kilometer nach W. verschoben, in einem grossen Bogen auf das Plateau des Todtengebirges hinaufreicht.

Jenseits der Bruchlinie begegnen wir die Hierlatzschichten tektonisch etwa 500 Meter tiefer auf den Karrenfeldern des Schafbühel und können sie am Fusse der oberjurassischen Mauer des Salzofen über den Lahngangsee bis in die Elmgrube verfolgen, wo eine Gabelung der Liaszüge erfolgt.

Ihre Fortsetzung längs der „Elmlinie" gegen das Feuerthal wurde [1]) genau beschrieben.

Nun ziehen sie aber auch nördlich, im Liegenden der Oberalmer Schichten, um das Eck des Wildengössl herum und dann über das grosse westliche Plateau als Saum der jüngeren Ablagerung und verdeutlichen hier eine Reihe staffelförmiggr Verschiebungen des ganzen Todtengebirges gegen Norden.

Der Meridian der Hennaralpe entspricht einem regelmässigen Profil, in welchem concordant auf den S. fallenden karnischen Dachsteinkalken die rothen Crinoidenkalke der Hierlatzschichten folgen. Ihr Hangendes bilden wenig mächtige, vom oberen Jura bedeckte, braune Liasmergel, deren Hornsteingehalt stellenweise ausserordentlich zunimmt.

Trotz der concordanten Auflagerung des Hierlatzkalkes manifestirt sich die Transgression auf unzweifelhafte Art dort, wo die Abtragung bis auf den Dachsteinkalk erfolgt ist.

Es erübrigt dann noch immer ein Rest von Crinoidenkalk, welcher in einer Vertiefung der festen Dachsteinkalkplatte geschützt sitzen blieb und von einer Unterbrechung in der Sedimentirung Zeugniss gibt.

Derartige Hierlatztaschen auf den Schichtflächen des Dachsteinkalkes finden sich besonders schön im N. vom Wildengössl auf der sogenannten „kleinen Wiese" und in der „Kniegrube", wo man auf den grossen Plattenlagen sehr deutlich die Einsackungen von rothem Lias-Crinoidenkalk in Löchern und Spalten beobachten und ihre scharfrandigen Schnittfiguren als rothe Streifen, Flecken und Ringe auf der Oberfläche wahrnehmen kann. (Siehe Fig. 1.)

Das Liasgestein, aus welchem zahlreiche Mangankrusten herauswittern, nimmt hier häufig einen breccienartigen Charakter an, dunkle erzreiche Partien wechseln mit lichtrothen Crinoidenstiel-Anhäufungen ab, welche von lichten späthigen Schalen umgeben werden.

Das WO.-Profil durch den Ablassbühel lässt die Auflagerung der ganzen jurassischen Serie auf einer kleinen Flexur im Dachsteinkalke des Hochbrettkogl erkennen. [2]) Allein die Abtragung der jüngeren Schichten ist hier schon so weit vorgeschritten, dass auf einer breiten Zone nur einzelne grössere Schollen von Crinoidenkalk dem Dachsteinkalk dort aufliegen, wo sie, relativ geschützt, in Vertiefungen derselben eingreifen. Eine Reihe solcher Vorkommen zieht sich vom Ablassbühel bis in die Elmgrube herab, oft nur als brauner Fleck mitten in einer senkrechten Wand kenntlich.

Der Crinoidenkalk wird am Ablassbühel von braunrothen, dunkler gefleckten, dichten, festen Kalken der Adnether Facies, dann aber von rothbraunen, grünlich geflaserten Mergeln überlagert, in deren Hangendem rothe Hornsteinbänke auftreten.

Aus den interessanten Lagerungsverhältnissen östlich von Elmsee lässt sich wohl schliessen, dass auch der rothe Hornstein noch dem Lias angehört.

In der Fortsetzung der Elmlinie über dem Tümpel „bei den Zageln" tritt nämlich in der Sohle eines schmalen grünen Thälchens,

---

[1]) loc. cit. pag. 364.

[2]) Ueber jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des „Todten Gebirges" etc. Jahrb. geol. R.-A. 1884, pag. 660 ff.

das sich durch die Karrenplatten gegen das Rothg'schirr hinaufzieht, eine schmale Zone rothen Hornsteins mitten zwischen Dachsteinkalk eingepresst und daher vielfach verknickt und gefältelt auf, welche in einem Bruche, und zwar in der directen Fortsetzung der Elmlinie eingeklemmt ist.

Denn ganz nahe westlich entwickelt sich bei den Zageln, wie in meiner früheren Arbeit [1]) eingehend beschrieben wurde, aus einer kleinen Falte die Bruchlinie des Elm- und Lahngang-Sees. Die anfängliche Flexur am Elm-See schützte eine Partie jüngerer Gesteine vor Abtragung, innerhalb welcher ausser Hierlatzkalk und rothem, grüngeflecktem Mergel noch die in Rede stehenden Hornsteinbänke auftreten.

Die Frage, ob wir es hier mit einer engeren Zusammenschiebung der Falte in ihrer Fortsetzung, wobei nur die feste Hornsteinschichte sichtbar blieb, oder mit einer Schleppung des Hornsteins längs der Bruchlinie zu thun haben, scheint mit Rücksicht auf eine überaus schöne Schlinge in der geschichteten Wand des Rothg'schirr im Sinne einer Einfaltung beantwortet werden zu müssen.

So selten Faltungserscheinungen im östlichen Theile der Nordalpen zu beobachten sind, gibt es doch auch geschichtete Wandpartien, an welchen die zierlichsten und wiederholte Faltungen in Combination mit Verwerfungen auftreten. Die schönsten mir bekannten Beispiele finden sich am Ostabsturz des Todtengebirges gegen Hinterstoder in den Wänden des Brieglersberg, Hebenkas und Kraxenberg, welche als wahre Schulmodelle angesehen werden dürfen.

Hierher gehört auch die Falte in der W. Wand des Rothg'schirr, eine Erscheinung, welche in dem schönen Bilde vom Elmsee selbst dem Laienauge als bezeichnender Charakterzug in die Augen fallen muss und deren Zusammenhang mit der Flexur am See, mit der Einklemmung des Hornsteins und in ihrer östlichen Fortsetzung dem tiefen Einschnitte des Hetzaugrabens für den Geologen einleuchtend ist.

Höchst bezeichnend für die Ablagerung der Hierlatzschichten sind die Verhältnisse auf den „rothen Kögeln", jenem Rücken, welcher sich vom Rothg'schirr in südlicher Richtung auf das Plateau niedersenkt.

Quer über die S. fallenden Dachstein-Kalkbänke dieses Rückens laufen von W. nach O. mehrere zusammenhängende Streifen von Hierlatzkalk, bestehend aus rosenrothem Crinoidenkalk, dichtem rothem Ammonitenkalk und einem bunten Breccien-Marmor.

Nicht minder überraschend verhält sich der Lias zu der aus mächtigen Plattenlagen aufgebauten, in eine zackige Gratlinie aufgelösten und S-förmig gekrümmten Schneide des Rothg'schirr-Berges (2257 Meter).

Ein ganz schmales Band von rothem Crinoidenkalk löst sich nämlich bei den rothen Kögeln von einer grösseren Lias-Partie ab, umschlingt den ganzen Berg auf seiner W.-, N.- und O.-Seite und hängt schliesslich über den Ostgrat hinweg, südlich gegen das Feuerthal als bunter Lappen hinab.

Wollte man für derartige Erscheinungen eine andere Erklärung suchen, als die Transgression über unregelmässig erodirte Flächen, so

[1]) Ibid. pag. 360 ff.

müssten die complicirtesten und widersinnigsten tektonischen Vorgänge in Anspruch genommen werden.

Die zahlreichen isolirten kleinen Vorkommen von Hierlatzschichten gruppiren sich namentlich um das Feuerthal, dessen Name ohne Zweifel mit der rothen Färbung des Lias zusammenhängt.

Das Feuerthal bildet eine circa 6 Kilometer lange, 1—1$^1/_2$ Kilometer breite Längsmulde, deren durchschnittliche Meereshöhe von circa 1900 Meter die Anhäufung grosser, oft den ganzen Sommer überdauernder Schneemassen begünstigt und nur eine ausserordentlich spärliche Entwicklung der Vegetation gestattet.

Die Kahlheit dieser von gewaltigen Felsriesen: Rothg'schirr 2257 Meter, Schermberg circa 2400 Meter, Priel 2514 Meter, Temelberg 2329 Meter und Feuerthalberg 2370 Meter — umstandenen Steinwüste, erlaubt nicht nur klaren Einblick in die Tektonik, sondern auch die genaue Beobachtung der Lagerungsverhältnisse des Lias.

Setzt sich schon die oft erwähnte Elmlinie, über den Roth-g'schirr hinweg, in dem Graben „Schneethal" auf die nördliche Abdachung des Todten Gebirges fort, so entspricht das Feuerthal selbst einer damit parallelen Verwerfung, deren Fortsetzung vielleicht bis auf die Stoderer Seite des Priel verfolgt werden kann. Die Hierlatzschichten des Feuerthales bestehen durchwegs aus rothbraunem Crinoidenkalk, der in langen, von SW.—NO. verlaufenden Streifen, namentlich auf der O.-Abdachung der Rothen Kögl und dann dort entwickelt ist, wo sich das Thal aus seiner tiefsten Mulde neuerlich gegen O. auf die Hohen Kögl erhebt. Diese Streifen lagern hier meist auf den mit der Abdachung des Schermberg zusammenfallenden Schichtflächen, greifen aber doch in einzelnen Vertiefungen über mehrere Bänke hinab.

Sie finden sich noch in isolirten Spuren auf dem Rücken des Hohen Priel, woselbst unterliasische Brachiopoden gefunden werden können. Weiter südlich trifft man Hierlatzschichten vermöge der postliasischen Verwerfung durch das Feuerthal erst auf der Höhe des Rückens: Ofenloch-Kogl, Feuerthal-Berg, Temel-Berg, Spitzmauer wieder — die der Verwerfungsspalte entsprechende Nordwand dieses Rückens ist davon frei.

An den erwähnten Kamm schliesst sich gegen Süden eine ungeheure Hochfläche an, welche mehrere Quadrat-Meilen umfasst, 10 Kilometer weit nach Süden reicht, und im grossen Ganzen einer flachen Synclinale entspricht.

Hie und da findet man auf den niederen, das seichte Muldengewirr krönenden Höhen Spuren von Lias Crinoidenkalk, so namentlich auf dem Rücken des Hochkasten 2378 Meter und dann auf dem Brieglers Berg 2118 Meter.

Letzteres Vorkommen bildet einen unterbrochenen Zug dichten rothen Kalkes, blassrothen Crinoidenkalken und Fossilbreccien, welche sich vom Gipfel des grossen Brieglers-Berg über die nördichen Hänge herabsenkt und sich um den Westabhang des kleinen Brieglers-Berg bis an den S.-Fuss des letzteren erstreckt.

Hier gelang es mir eine kleine Fauna aufzusammeln, welche der Grenzregion zwischen dem mittleren und oberen Lias entspricht, dieser Ablagerung somit ein geringeres Alter zuweist, als jener vom Hierlatz.

Der östliche Rand des Todten Gebirges vom Hochkasten südwärts bis zum Grubstein bildet den Scheitel einer gewaltigen Flexur, womit die ganze Mächtigkeit des Dachsteinkalkes gegen die Bruchlinie von Inner-Stoder herab gebeugt ist.

Vom Hochkasten nordwärts dagegen herrscht eher W.-Einfallen, so dass das Kar der „Dietl-Höhle" einer beide Verhältnisse trennenden Verwerfung entsprechen muss.

Ein zweites Gebiet grösserer Entwicklung des Lias, doppelt lehrreich durch das Auftreten verschiedener Facies, umfasst die westliche Abdachung des Todten Gebirges.

Bezüglich desselben kann ich es nicht unterlassen, auf Grund neuerer Beobachtungen, namentlich der Untersuchungen des Herrn Obenbergrathes v. Mojsisovics an dieser Stelle eine Berichtigung meiner früheren Arbeit einzuschalten.

Es hat sich nämlich herausgestellt, dass die dort besprochene Flexur auf die SW.-Abdachung des Schönberg beschränkt ist, dass aber die Dachsteinkalke des Loser an derselben nicht theilnehmen.

Die grosse, nun bis über den Dolomit am Wilden See verfolgte Bruchspalte von Alt-Aussee durchschneidet nach v. Mojsisovics die südliche — einem Riff von Plassenkalk angehörige — Abdachung des Loser, so dass sich der Dachsteinkalk des Todten Gebirges nur in einem schmalen Streifen von der Egelgruben-Alpe bis zur Augst-Alpe — oberflächlich sichtbar — fortsetzt. Das westliche Gehänge des Loser ist von liasischen und jurassischen Schuttmassen bedeckt.

Diese Berichtigung berührt die loc. cit. geschilderten Lagerungsverhältnisse des Lias nur insofern, als die rothen Einlagerungen auf der Blösse N. von Altaussee dem Tithon angehören müssen. Bezüglich der Hierlatzschichten auf der Bräuning- und Gschwand-Alpe möge auf die Darstellung pag. 357 hingewiesen werden.

Was nun die bedeutende Herabbeugung der Dachsteinkalke auf dem SW.-Hang des Schönberg anlangt, ergaben spätere Begehungen einige neue Beobachtungen. Dieselben erstrecken sich zunächst auf die Gegend oberhalb der Schwarzenberg-Alpe, wo in einer aus geschichtetem Dachsteinkalk aufgebauten Wand, parallel übereinander, zwei Streifen von Crinoidenkalk vorkommen, so dass der Gedanke an eine Ueberfaltung des Lias nahe liegt.

Die sonstigen Lagerungsverhältnisse in der Nähe scheinen aber viel eher für transgredirende Ueberlagerung zu sprechen, welcher die bis zu einem gewissen Grade vorgeschrittene Erosion zufällig jenen scheinbar regelmässigen Charakter verliehen hat. Ueber den Crinoidenkalken folgen zerknickte Hornsteinlagen, übergehend in grobe, Hornsteinsplitter und eckige Brocken führende Breccien.

Darüber folgen schliesslich — südlich von der Alpe — jüngere in grauer Mergelfacies ausgebildete Zonen des Lias. Am „Möselhorn" treffen wir die Grenzen jener mächtigen Entwicklung von Adnether Facies, welche von v. Mojsisovics auf den grünen Halden der „Hinteralm" entdeckt wurde. Ein Complex von lichtgrauen, dünnschichtigen Kalken mit gefalteten Einlagen von thonigen ziegelrothen Mergelkalken mit Belemniten und verdrückten Ammoniten lagert in dem Kar S. unter dem Möselhorn-Sattel als ganz isolirte Lias-Scholle.

Weiterhin auf der Hinteralm dagegen entwickelten sich die rothen Mergelkalke zu grosser Mächtigkeit und führen dort eine reiche Fauna oft riesiger Ammonitiden.

Ausgezeichnet durch ihre grosse Mächtigkeit und als Bau- und Werksteine von technischer Bedeutung sind die rothen Crinoidenkalke des Brunnkogl am Rettenbach, der sogenannte „Fludergraben-Marmor."[1])

Der Brunnkogl besteht aus regelmässig S. fallenden Bänken eines lichten, kleine Megalodonten führenden (karnischen) Dachsteinkalkes, über welchen sich ebensolche Bänke eines dunkleren röthlichgrauen (wahrscheinlich rhätischen) Dachsteinkalks mit weissen Korallendurchschnitten einstellen. Darüber folgen, scheinbar ganz concordant und in derselben Mächtigkeit, Bänke von lichtrothem Crinoidenkalk des Lias.

Auf den welligen Schichtflächen desselben wittern krummschalige Scherben von Manganerz heraus, welche stellenweise als Ueberzüge rundlicher, oft kopfgrosser Knollen von Crinoidenkalk erkannt werden können. Dieser Crinoidenkalk unterscheidet sich höchstens durch lichtere oder dunklere Färbung von dem ihn einschliessenden.

Nächst der Fludergraben-Alpe folgen über dem rothen, lichten, dunkler braun gefärbten Crinoidenkalke, auf deren angewitterter Oberfläche merkwürdige dunkle Schnüre runde oder eckige, lichtere Fragmente zu umgeben scheinen, so dass das Gestein das Aussehen einer Breccie gewinnt. Allein im Bruch ist von einer Differenzirung nichts zu bemerken.

Darüber folgen splittrig und muschlig brechende graue Kalke mit dunklen linsenförmigen Einlagen und endlich muschlig brechende Kieselkalke von eigenthümlich chocoladebrauner Färbung mit ovalen grünlichen Flecken.

Der Aufschluss im Steinbruch O. von der Alpe zeigt immer steiler gegen Süd einfallende und schliesslich saigere Bänke des Marmors, welcher endlich mit einem Bruch an dem dahinter befindlichen Dachsteinkalk abstösst.

Rund um den S.-Fuss des Brunnkogl aber reicht die Mergel-Facies des Lias und breitet sich über das ganze innere Rettenbachthal bis an die steilen Wände des Gehänges aus. An keiner Stelle innerhalb dieser Ablagerung ist ein Aufschluss, an welchem das Liegende derselben sichtbar würde. Aber am N.-Fuss des Brunnkogls bei der Klause des Rettenbachs, der bald wildschäumend durch Klammen braust, bald wieder tiefgrüne Tobeln füllt, sieht man wieder den grauen Mergellias unmittelbar auf Dachsteinkalk lagern, eine Thatsache, welche umsomehr für ein heteropisches Verhältniss zu sprechen geeignet ist, als unmittelbar gegenüber am jenseitigen Bachufer mächtige Massen vom Crinoidenkalk dem Dachsteinkalk auflagern.

Die fortdauernden Niveauschwankungen, von welchen jene tektonischen Vorgänge begleitet waren, als deren Product das heutige tektonische Bild zu betrachten ist, waren namentlich in so ausserordentlich gestörten Gebieten geeignet die Erkenntniss und Verfolgung heteropischer Verhältnisse zu erschweren.

---

[1]) D. Stur: Geologie der Steiermark, pag. 470.

Noch sei ein schon lange bekanntes Vorkommen von Hierlatzschichten auf dem südlichen Abhang des Wildenkogl erwähnt, welches von Lipold[1]) als regelmässige Einlagerung im Dachsteinkalk aufgefasst und beschrieben wurde.

Von dieser Localität ziehen sich durch den „Schoosboden" kleine Nester und Schmitzen herab bis zur Thalsohle des Rettenbachs hinter der gleichnamigen Alpe, woselbst das braune Crinoidengestein von Posidonomyen erfüllt ist.

SO. erhebt sich über der Rettenbach-Alpe eine hohe Wand von Dachsteinkalk, welche die Liasplatte der Gschwandalpe trägt. Auf den Terrassen dieser Wand sitzen kleine Schollen von Hierlatzschichten und bieten der Vegetation durch ihre leichte Verwitterbarkeit Gelegenheit zur Ansiedlung.

Der Lias des Brunnkogl steht in directem Zusammenhang mit einer mächtigen Ablagerung von grauem Lias-Fleckenmergel, welche transgredirend über die triadischen Ablagerungen des Sandling mantelförmig eine Reihe isolirter Kuppen von Hallstätter Kalk umhüllt und stellenweise als Decke des Haselgebirges auftritt. Sie ist namentlich gut aufgeschlossen längs des Augstbachs und unterteuft am Fuss des Loser den Plassenkalk bis gegen Alt-Aussee, wobei ein allmäliger Uebergang in grauen Lias Plattenkalk mit Brachiopoden eintritt.

II. Das Dachstein-Gebirge.

Die Thatsache, dass sich die geschichteten obertriadischen Ablagerungen der östlichen Nordalpen südlich an eine Zone massiger Riffe anlehnen, deren Erkenntniss wir Herrn Oberbergrath von Mojsisovics verdanken, ist für die Auffassung der Ablagerungsweise mesozoischer Gebilde in diesem Gebiete von massgebendster Bedeutung.

In keinem der nordalpinen Kalkstöcke gelangt der Dachsteinkalk zu so gewaltiger Mächtigkeit und Ausdehnung, als auf dem Dachstein selbst.

In keinem derselben prägt sich aber auch die heteropische Entwicklung so deutlich aus wie hier, wo die nivellirende Wirkung der Erosion gerade das wichtige Grenzgebiet in seiner ganzen Ausdehnung vor Zerstörung bewahrt, durch Eintiefung der Schluchten und Kare aber überaus werthvolle Aufschlüsse geschaffen hat.

Schroff thürmen sich über dem weichen Mattengürtel der ennsthalischen Werfener Schiefer die lichten Wände des Riffkalks auf, hier als zahnige Mauer aufgelöst in bizarre Zinnen, dort als pralle Wand den Schutthalden entsteigend. Dort allein, wo ein Kar in die südlichen Abstürze Bresche geschlagen hat, schneidet der Plateaurand die Riffgrenze und lässt die charakteristischen Bänke des geschichteten Kalkes — welche sich in ungeheurer Mächtigkeit von Norden her anlehnen — sichtbar werden.

Die ganze Mächtigkeit des Dachsteinkalks fällt im Allgemeinen vom Riff N. ab. Nur der centrale Stock, auf welchem zwischen schroffen Felskämmen breite Firnfelder und Gletscher ausgespannt sind, macht

[1]) Jahrb. d. geol. R.-A. III. Heft 4, pag. 90.

hievon insoferne eine Ausnahme, als zahlreiche Verwerfungen — deutlich sichtbar in den Profilen des Kreuz- und Gjaidsteinkammes — dort den Dachsteinkalk in einer Reihe südlich fallender Staffeln zerstückeln. Die peripherischen — den weitaus grössten Theil des Plateaus umfassenden — Abhänge jedoch, zeigen einen regelmässig kegelförmig vom Centralstock abfallenden Bau, wonach das Gosauer Gebirge westliches, die Hallstätter Berge nördliches, die Mitterndorfer Plateautheile aber östliches Fallen aufweisen.

Es ist ein charakteristischer Zug für das Dachstein-Gebirge, dass sein massiger Stock gegen W. und O. in scharfen Kämmen, in dem zackenreichen „Gosauer Stein" und in dem Grat des Grimming ausstrahlt.

Während aber die geschichteten Kalke von Mitterndorf und Klachau von einer grossen Längsbruchlinie abgeschnitten werden, trennt im Gosauer Stein erst eine Verwerfung (Reissgang — Gosau Seen) das Riff von den zugehörigen geschichteten Kalken des Modereck, ehe die letzteren durch den berühmten Bruch am Hallstätter Salzberg abgeschnitten werden.[1])

Die enorme, nachweisbar über 1500 Meter betragende Mächtigkeit des Dachsteinkalkes liess es wünschenswerth erscheinen, eine Gliederung desselben zu versuchen, welche für das Verständniss und die Darstellung der tektonischen Verhältnisse von grossem Vortheil sein musste.

Herr Oberbergrath v. Mojsisovics hat nun, gestützt auf das getrennte Vorkommen kleiner Megalodonten und riesiger, theils der Gattung *Lycodus Gümb.*, theils schon zu *Diceras Stop.* gehöriger Bivalven, eine karnische und rhätische Stufe des Dachsteinkalkes unterschieden. Während meiner zahlreichen Begehungen des Dachsteingebirges im Jahre 1884 behufs Auffindung von Hierlatz-Vorkommnissen hatte ich reichlich Gelegenheit, das Verhalten der Dachsteinkalke zu beobachten. Ausser dem bereits angegebenen paläontologischen Unterschiede ergeben sich aber auch andere Anhaltspunkte, welche für die Durchführbarkeit einer Gliederung des Dachsteinkalkes gerade in diesem Horizont sprachen. Hierher gehört zunächst das Auftreten von lichten, kleine Gasteropoden führenden Zwischenlagen im karnischen Dachsteinkalk, welche durch eine eigenthümliche Bänderstructur, hervorgerufen durch etwas durchscheinende dünne Kalklagen, ausgezeichnet sind. Dann beobachtet man oft fast rein weisse Kalke mit rothen Adern und Kluftflächen, welche den rhätischen Dachsteinkalken vollständig fehlen. Endlich vermisst man im karnischen Dachsteinkalk jene merkwürdigen rothen Schmitzen und Einschlüsse von bunten Bänderkalken, welche im oberen Dachsteinkalk so überaus häufig sind.

Die Auffindung der Grenzen der beiden Stufen wird wesentlich erleichtert durch einen über das ganze Gebiet verbreiteten Horizont, in welchem die Dachsteinbivalve das Maximum ihres Auftretens erreicht.

Weiter oberhalb findet sie sich weit seltener, meist beschränkt auf einzelne Nester, wo dann fast nur grosse Wirbel und Schlösser eines riesigen *Dicerocardium* vertreten sind.

Die Schalen des letzteren erreichen eine Länge von 6 Decimeter und eine Dicke von 10 Centimeter. Durch die Verwitterung von

[1]) Ed. v. Mojsisovics: Das Gebirge um Hallstatt.

Schalenschnitten tritt deren blätterige Structur dermassen hervor, dass eine grosse Zahl von auf die Schalenoberfläche schief gestellten Lamellen sichtbar wird. Aufgeklappte Individuen zeigen dann Verwitterungsfiguren, welche die Phantasie des Aelpler als „versteinerte Fische" deutet.

Als besonders reiche Localität an versteinerten „Fischen", zu welchen sich noch „Eidechsen" und „Schlangen" gesellen, gelten das Thorsteineck zwischen den beiden Gosau-Gletschern und das oberste Wildkar am Fusse des Niederen Kreuz.

Die vorerwähnten Beobachtungen bezogen sich auf die zwei altersverschiedenen Stufen des Dachsteinkalkes.

Ausserdem kann man aber noch eine andere Gesetzmässigkeit in der Vertheilung des Dachsteinkalkes beobachten, welche von dem Niveau ganz unabhängig ist und sich sonderbarer Weise auf die Färbung des Gesteines bezieht. Die Dachsteinkalke werden nämlich immer dunkler, je mehr wir uns dem südlichen Riff nähern, und die Riffkalke selbst besitzen oft eine dunkelgraue Farbe. Dass diese Erscheinung keine rein zufällige ist, ergibt sich aus ihrer Verbreitung im ganzen Gebiete des Dachsteinkalkes der nördlichen Hochkalkalpen.

Dürfen wir nicht zweifeln, dass es bituminöse Bestandtheile sind, welche das dunkle Colorit der Riffkalke und benachbarten geschichteten Dachsteinkalke bedingen, so kann der Gedanke an eine phytogene Provenienz des Farbstoffes nicht leicht zurückgewiesen werden; eine Annahme, welche durch die Auffassung meines Freundes Dr. J. Walther über die Bildung eines Theiles, und zwar der structurlosen, Dachsteinkalke wesentlich gestützt wird.[1])

Nachdem sich dieselben Beobachtungen über das gegenseitige Verhalten der karnischen und rhätischen Dachsteinkalke einerseits und der erwähnten Eigenthümlichkeit in der Färbung andererseits nicht allein auf dem Dachsteingebirge, sondern auch auf dem Todten Gebirge, auf dem Tennen- und Haagengebirge, auf dem Steinernen Meer, der Reiter-Alpe und in der Rofangruppe anstellen lassen, darf ihnen wohl eine allgemeine Bedeutung nicht abgesprochen werden. Ihr Werth für die Gliederung des so überaus mächtigen Dachsteinkalkes auf dem Dachstein selbst wurde schon Eingangs betont.

Dagegen ist die kartographische Durchführung dieser Trennung deshalb mit Schwierigkeiten verbunden, weil sie als selbstständige Aufgabe gelöst werden, und die erforderlichen Touren nach anderem Plane unternommen werden müssten, als etwa behufs Aufsuchung jüngerer Auflagerungen auf den grossen Plateaugebirgen.

Bevor wir uns der Besprechung der Hierlatzschichten auf dem Dachstein zuwenden, möge es gestattet sein, auf die bereits wiederholt genannten „rothen Schmitzen" und „Bänderkalke" des oberen Dachsteinkalkes zurückzukommen.

Man findet die lichten Bänke des oberen Dachsteinkalkes allenthalben durchzogen von bunten Einlagen, welche von abwechselnd rothen, gelben, weissen und braunen Schichten eines thonigen Kalkes gebildet werden und deren Schichtung von jener des Dachsteinkalkes unabhängig ist.

[1]) Die gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfs von Neapel etc. Zeitschr. der D. geol. Ges. 1885, pag. 229 ff.

Die bemerkenswertheste Eigenthümlichkeit derselben ist, dass sie selbst auf scheinbar ganz ebenen Flächen des Dachsteinkalkes eine vielfach unterbrochene Kette von allerdings correspondirenden Elementen bilden.

Es zeigt sich nämlich eine unterbrochene oder nur lose zusammenhängende Folge von bunt gestreiften Flecken, scheinbar einzelnen im Dachsteinkalk schwimmenden rothen Scherben entsprechend, deren specielle Bänderung jedoch, bei genauer Prüfung, einen unverkennbaren gegenseitigen Zusammenhang aufweist.

Der weisse Dachsteinkalk macht häufig Einbuchtungen in das rothe Sediment, als ob seine Masse in angebohrten Löchern eines darin eingeschlossenen, gebänderten, exotischen Brockens eingedrungen wäre; kurz, die scharf abgeschnittene Grenze zwischen den rothen Einschlüssen und dem homogenen lichten Dachsteinkalk scheint sich in den widersinnigsten Krümmungen und Sprüngen zu gefallen.

Noch complicirter wird die Erscheinung dann, wenn spätere Verwerfungen die gebänderten Stücke durchsetzen, von welchen bei Erklärung des Phänomens selbstverständlich abzusehen ist.

Es ist begreiflich, dass eine so auffallende Erscheinung schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich ziehen musste. In der That finden wir die „rothen Schmitzen“ schon in jener interessanten Beschreibung, welche Herr Prof. Suess über das Dachsteingebirge veröffentlicht hat, mit den Worten: Hin und wider schwimmen in der weisslichgrauen Grundmasse des Dachsteinkalkes bis fussgrosse Scherben und Bruchstücke eines anderen grell ziegelrothen oder ockergelb gefärbten Kalksteins etc.“ erwähnt. Allein die Deutung speciell dieser Vorkommen im Dachsteinkalk wurde meines Wissens erst durch Dr. Walther (loc. cit. pag. 353) in der Weise versucht, dass diese Scherben als ursprüngliche Höhlungen im Dachsteinkalk aufzufassen seien, die durch ein heteropisches Schlamm-Sediment angefüllt wurden. Genannter Autor führt dann das Vorkommen von Brachiopoden am Ostfusse des Schöberl als specielles Beispiel an, und begründet seine Anschauung, wonach die „rothen Schmitzen“ nicht als exotische Blöcke zu betrachten seien, durch ein Citat aus der Arbeit von Th. Fuchs über Tiefseefaunen.

Gerade dieses Beispiel ist aber nicht glücklich gewählt, weil die Brachiopodenbank am Schöberl eine den Starhemberger Schichten ähnliche Zwischenlage im Dachsteinkalk bildet und von den „Schmitzen“ vollständig verschieden ist.

So geistreich daher die an dieses Beispiel geknüpften Betrachtungen über die Genesis der verschiedenen Gesteinsmodificationen im Dachsteinkalke sein mögen, dürfen sie keineswegs auf die in Rede stehenden „schwimmenden Scherben“ übertragen werden, welche an keiner Stelle die geringste Spur organischer Einschlüsse geliefert haben.

Wir müssen es daher versuchen, das sonderbare Phänomen auf eine andere Weise zu erklären.

Gelegentlich einer Excursion auf die Nordseite des Grimming bei Mitterndorf, auf welcher ich Herrn Oberbergrath von Mojsisovics begleitete, ergab sich Gelegenheit, eine Erscheinung zu beobachten,

welche wohl geeignet ist, ein Licht auf die Bildungsart der „rothen Schmitzen“ zu werfen.

Knapp am Fusse der westlichen Riffwand des „Stierkar“ entspringt eine starke Quelle, welche in einer Höhle beträchtliche Mengen von *Terra rossa* abgesetzt hat. Auf den ersten Blick erkennt man deutliche Schichtung derselben nach weissen, gelben, rothen und braunen Lagen — eine Schichtung, welche sich genau an alle Unebenheiten des ausgewaschenen Höhlenbodens und der Höhlendecke anschmiegt.

Das Sediment, dessen recente Natur durch Anlagerung an einen losen, vor dem Ausgang befindlichen Block documentirt ist, zeigt gegen die Tiefe eine rasch zunehmende Erhärtung. Höchst bemerkenswerth ist das Verhalten der einzelnen Lagen dort, wo sie sich an den Dachsteinkalk anlehnen, und namentlich dort, wo die Höhlendecke und der Boden unter spitzem Winkel zusammentreffen.

Wie bei den meisten durch Wasser in dichten Kalken ausgewaschenen Rinnsalen, welche auf Karrenfeldern überaus häufig sind, besitzt nämlich der Querschnitt auch dieser Höhle eine spindelförmige Gestalt, so dass derselbe beiderseits in schmale keilförmige Spalten ausläuft, und Boden und Decke einander unter sehr spitzem Winkel näher rücken.

Hier zeigt sich, dass die einzelnen Lagen der *Terra rossa* gegen den Rand zu immer dünner werden und endlich dort ganz auskeilen, wo sie dem jeweiligen Ufer entsprechen.

Ganz dasselbe Verhalten ist auch dort zu beobachten, wo Erhebungen des Höhlenbodens zeitweilig als Inseln hervorragten, um welche herum sich alle Schichten auskeilen, bis die Insel in Folge der fortschreitenden Ausfüllung überfluthet wurde — oder dort, wo am Rande von der niederen Decke vorspringende Gesteinspartien herabhingen, welche dann auf dieselbe Art von dem stetig anwachsenden Sediment umhüllt wurden.

Die rothen Schmitzen des Dachsteinkalks verhalten sich nun genau so, wie dieses recente Sediment in der benannten Höhle und lassen auch das Anlehnen und Auskeilen ihrer Lagen gegen das jeweilige Ufer erkennen.

Nun haben wir auch die Erklärung für die Einstülpungen von weissem Dachsteinkalk in die rothen Scherben — sie sind nichts Anderes als unsere „Inseln“, oder vielmehr die Schnitte durch die kleinen Kämme zwischen den einzelnen Wasseradern jener Rinnsale, welche die athmosphärischen Niederschläge der ungeheuren abflusslosen Plateauwüsten des Kalkgebirges in die Tiefe befördern.

Wenn ich somit nach dem Gesagten nicht anstehe, die „rothen Schmitzen“ als Ausfüllungen von Hohlräumen durch *Terra rossa* [1]) zu bezeichnen, so wird damit dem Zeitraum ihrer Entstehung keine Schranke auferlegt, der Beginn ihrer Bildung vielmehr zurückverlegt in die Zeit, als der Kalkstein bereits erhärtet war.

Mit dieser Erscheinung kann nun auch der Umstand in Einklang gebracht werden, dass die „rothen Schmitzen“ vorzugsweise in den

---

[1]) Im weiteren Sinne als Auslaugungsproducte des Kalksteins, in welchem Thonerde und Eisenoxyd angereichert worden sind.

dichteren oberen Dachsteinkalken, viel seltener aber in den häufig klüftigen unteren Dachsteinkalken angetroffen werden, welch' letztere den Wassertransport vertheilt auf unzählige Risse und Spalten besorgen — sie allein vermag es auch, den mangelnden Zusammenhang zwischen der Orientirung von Schmitzen und Schichtflächen auf befriedigende Art zu erklären.

Nur noch wenige Worte über die Gestalt der Schmitzen. Es lässt sich leicht einsehen, dass die unregelmässige spaltartige Gestalt der ausgefüllten Wasserabzüge, namentlich aber ihre karrenähnlichen Rinnsale und dazwischen liegenden scharfen oder rundlichen Dämme mit der heutigen Oberfläche der Dachsteinkalkfelsen höchst complicirte Schnitte (den Schnitt zweier windschiefen Flächen im Allgemeinen) ergeben, welche wir gewöhnlich auf den weissen Karrenplatten zu sehen bekommen.

Nur in ausserordentlich günstigen Fällen, wo nämlich die heutige Oberfläche senkrecht oder parallel den alten Wasserabzug schneidet, erhält man eine Projection und daher ein genaues Bild desselben.

Als Beispiel für die Bildung der entsprechenden subaerischen Canäle möge die auf Karren des Dachsteinkalks so häufige Anbohrung intacter Massen durch das Wasser angegeben werden, wobei das Wasser, wenn es einmal einen Durchgang erzwungen, immer einen spindelförmigen Querschnitt seines Gerinnes erzeugt, wie ihn fast alle Schmitzen zeigen. Auf einer grossen Karrentafel zwischen der Ochsenwies-Alpe und der südlichen Anhöhe bemerkt man zugleich diese Anbohrungsspalten und zahlreiche rothe Schmitzen.

Die schönste Stelle aber, an welcher vom Verfasser „rothe Schmitzen“ gefunden wurden, befindet sich auf dem Todten Gebirge in dem Kar W. unterhalb des Rothgschirrberges, woselbst die mächtigen Steinbänke des Dachsteinkalks von den Wirkungen der Erosion vollständig abgerundet und geglättet, allenthalben von grossen Complexen rother Schmitzen durchzogen werden.

Letztere bilden eine unebene, wellige, geschichtete Lage rother thoniger Kalkblättchen, welche quer auf das Streichen den Dachsteinkalk durchsetzt und in einer Schlucht mit der Oberfläche zusammenfällt. Hier sieht man die Schmitzen über eine grosse Platte von vielen Quadratmetern ausgebreitet, während ihre Mächtigkeit kaum einige Centimeter erreicht. Das rothe Sediment wurde offenbar in einer durch Auswaschung erweiterten schmalen Kluft abgesetzt. Aus bereits erwähnten Gründen fehlen die rothen Schmitzen in den unteren Dachsteinkalken nahezu ganz, doch ist es jedenfalls bemerkenswerth, dass sie in einzelnen dichteren Bänken wiedergefunden werden, so z. B. auf halbem Wege zwischen Obertraun und der unteren Schafeck-Alpe, wo an der Basis eines Complexes rothklüftiger karnischer Dachsteinkalke Quellen auftreten, welche längs einer dichteren, rothe Schmitzen führenden Liegendbank zu Tage treten.

Die Hierlatz-Schichten des Dachstein-Gebirges.

Das Vorkommen fossilführender Hierlatzschichten ist auf die westlichen und nördlichen Abdachungen des Dachstein-Gebirges beschränkt,

wogegen auf dem östlich anschliessenden Kammer-Gebirge, allerdings unter ganz ähnlichen Lagerungsverhältnissen, nur jene rothen „Trümmerkalke" beobachtet werden, deren liasische Natur nur stellenweise nachzuweisen ist.

Man kann auf dem Dachstein zwei Verbreitungszonen von Hierlatzschichten unterscheiden. Die eine zieht sich vom Hierlatz über den Wiesberg, das Schladminger Loch, den Grünberg und Ochsenkogl auf das Niedere Kreuz, die andere bildet einen Streifen vom Gosaugletscher über den Gosauer Grünberg, Beerenwurzkogl und Schwarzkogl und die Radlthal-Alpe bis zur Landner Alpe und den Plackenkogl.

Ich beginne mit der Beschreibung der berühmten Ablagerung vom Hierlatz.

Der Hierlatz besteht aus mehreren Kuppen — Hinterer Hierlatz (1983 Meter), Vorderer Hierlatz (1933 Meter) und Feuerkogl (ca. 1970), welche sich hart am Nordrande des Dachsteinplateaus erheben, in schroffen Mauern gegen das Echernthal abfallen und die Mulde der Hierlatzalpe umschliessen.

Ein schlechter Alpenweg führt von der Wiesalpe in $1^1/_2$ Stunden auf die Hierlatzalpe, über welche sich N. der Feuerkogl in einer sanft geböschten, mit Rasen und Krummholz bekleideten Fläche kaum 100 Meter hoch erhebt und dessen Kuppe aus WNW.—OSO. streichenden rhätischen Dachsteinkalken besteht.

Gleich oberhalb der Alpenhütten trifft man auf ein schmales, streifenförmiges Vorkommen, O-W. Erstreckung, von Hierlatzschichten, das sich bis auf den Gipfel noch 5 bis 6 Mal wiederholt. Dazwischen treten in den Karrenfeldern immer wieder Dachsteinkalke zu Tage.

Ueberaus variabel ist das Gestein, welches die Hierlatzschichten bildet, bald ist es ein rother, bald ein weisser Crinoidenkalk, bald ein bunt gefleckter Marmor, bald eine wahre Fossilbreccie.

Endlich lassen sich auch, und zwar mehr gegen den Gipfel zu, wo sie aus einer tiefen Kluft des Dachsteinkalkes von den Sammlern herausgesprengt werden, dichte rothe Kalke mit einzelnen längeren Crinoidenstielen unterscheiden, welche durch ihren Reichthum an nesterweisen Ansammlungen von Cephalopoden und Gasteropoden ausgezeichnet sind. Dagegen führen namentlich die lichten Crinoidenkalke Massen von Brachiopoden.

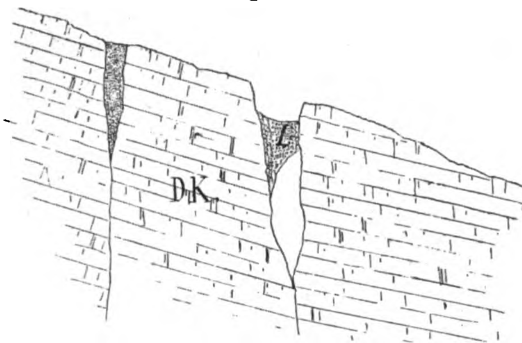
Beide Gesteinsvarietäten finden sich übrigens sehr oft in einem und demselben streifenförmigen Vorkommen derart vereint, dass ein innerer marmorartiger rother Kern, beiderseits von Randzonen lichter Crinoidenkalke begrenzt ist, ein Verhalten, welches von den Sammlern benützt wird, um rasch die geschätzteren Cephalopoden zu gewinnen. Das oberste Vorkommen findet sich schon auf der Nordseite knapp unter dem Gipfel und besteht aus muschelig brechenden dichten rothen Kalken mit spärlichen aber grossen Crinoidenstielen.

Der Schlüssel für das sonderbare Vorkommen in Streifen findet sich einerseits nahe S. unterhalb der Gipfelkuppe, wo die Hierlatzschichten durch Sprengung aus einer Kluft im Dachsteinkalke förmlich herausgeräumt wurden, andererseits in der tiefen Mulde NO. von der Alpe am Fusse des Vorderen Hierlatz. Hier trifft man mehrere Meter breite, aussergewöhnlich tiefe, offene Klüfte, welche von Stelle zu Stelle

zu Dolinen erweitert wurden. Dort nun, wo zwei benachbarte Dolinen durch die engere Kluft verbunden werden, ist die Kluft häufig noch verklebt mit rothem Crinoidenkalk.

Nachdem sich diese Klüfte sehr nahe und in der geraden Verlängerung der Hierlatzstreifen über der Alpe befinden, müssen sie wohl als deren Fortsetzung aufgefasst und diese Ablagerung von Hierlatzchichten als Ausfüllung präliasischer offener Spalten betrachtet werden.

Fig. 5.



In der Grube NO. von der Hierlatz-Alpe.
DK. = Rhät. Dachsteinkalk. *L.* = Hierlatzkalk.

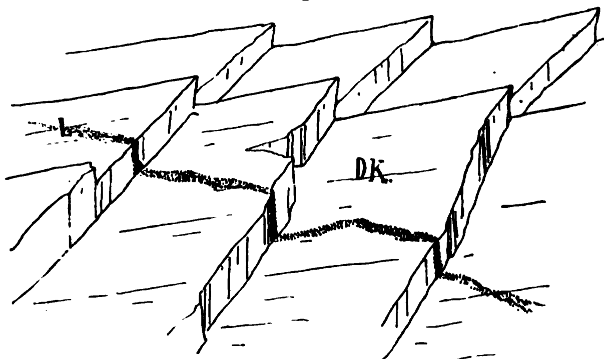
Zur selben Anschauung führt auch eine Stelle auf dem Rücken des Hinteren Hierlatz, wo ebenfalls Crinoidenkalke brückenartig in einer zum Theile offenen Spalte hängen und deren Seiten bekleiden.

Die Vorkommen auf dem Hierlatz werden durch das Thal der Wiesalpe — einer flachen Synclinale im Dachsteinkalk — von ihrer Fortsetzung auf den südlichen Plateauhöhen getrennt.

Herr Oberbergrath von Mojsisovics theilte mir einen schönen Aufschluss auf dem „Wiesberg“ (Terrasse S. oberhalb der gleichnamigen Alpe) mit, woselbst durch Uebergreifen einer liasischen Kluftausfüllung über mehrere Bänke von Dachsteinkalk die Transgression besonders deutlich illustrirt wird.

Daran schliessen sich die Hierlatzschichten im „Schladminger Loch“, einem tiefen, von den senkrechten Wänden des Vord. Ochsenkogl, Hohen und Nied. Grünberg umschlossenen und nur nach N. zu

Fig. 6.



Vor dem „Schladminger Loch“.
DK. = Rhät. Dachsteinkalk. *L.* = Hierlatzkalk (Kluftausfüllung).

offenen Kars, an dessen Ausgang eine kaum 1 Decimeter mächtige Ader von Crinoidenkalk, treppenförmig gebrochen, von N. nach S. über

mehrere Schichtflächen und Köpfe des Dachsteinkalkes verläuft. Ferner zahlreiche kleine Nester von Crinoidenkalk auf den Steinhügeln und in den Mulden des unebenen Terrains.

Hier ist es auch, wo das liasische Alter jener, als „Trümmerkalk" bezeichneten bunten Breccien durch ihren Uebergang in krystallinischen Crinoidenkalk sicher nachgewiesen werden kann.

Quer vor dem Ausgange des Schladminger Lochs verlauft die erste jener Verwerfungen, welche von hier gegen S. in den südfallenden Dachsteinkalken eine Reihe von Staffeln erzeugen, wie sie schon durch Suess (loc. cit.) erkannt worden waren.

Die erste Staffel bildet den Wiesberg selbst, die zweite den Niederen Grünberg, die dritte den Hohen Grünberg, die vierte das „Gschlössl" im Weitthal, worauf als fünfte Scholle der Hosskamm folgt.

Augenscheinlich setzen die Brüche aus dem Kreuzkamm in dem Gjaidsteinkamm fort, dessen Wände immer noch eine Aufeinanderfolge südfallender Massen und grosse Verwerfungsspalten erkennen lassen.

Auf diese Art erklärt sich die ungeheure Mächtigkeit, welche man in Plateaugebirgen mit geneigtem Schichtenbau durch Summirung aller Banklagen für das Gestein erhalten würde.

Die Vorkommen im Schladminger Loch bilden die Fortsetzung jener, welche sich auf der II. Staffel (Nied. Grünberg) abgelagert finden.

Dabei schliesst das ununterbrochene Herablaufen mehrerer Streifen vom Plateau des Niederen Grünberg in die Tiefe des Loches den Gedanken an einen kesselartigen Einbruch desselben vollständig aus und zwingt uns zur Annahme, dass das „Loch" schon vor Ablagerung der Hierlatzschichten in der Masse des Ochsenkogl und Grünberg erodirt war.

Hier haben wir ein schönes Beispiel für eines jener präliasischen, bis auf die heutige Zeit erhaltenen Reliefs vor Augen, von welchen Eingangs die Rede war. Im Hintergrunde des Schladminger Lochs sind die Hierlatzschichten meist als kaum einen Decimeter mächtige Ausfüllungen, weiterhin auch offener Klüfte entwickelt, welche sich oft sogar kreuzen!

In einer derselben schliesst der Crinoidenkalk einen dünnen plattigen braunen Mergel ein.

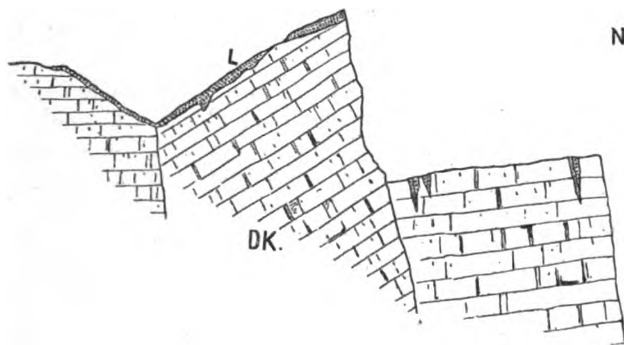
Ohne Zweifel bildet aber jenes rothe Band von Crinoidenkalk den werthvollsten Aufschluss, welches erst über den Abhang des Ochsenkogl herab, dann quer über den Muldenboden nach W. streicht und dann ununterbrochen über die westliche Karwand auf das Plateau des Nied. Grünberg hinaufläuft, wo es sich mit zahlreichen anderen Kluftausfüllungen verbindet, deren reiche Fossilführung ihre genaue Parallelisirung mit dem Hierlatz ermöglicht.

Ein ganzer Complex solcher Hierlatztaschen zieht sich unmittelbar am Fusse der Wände des Hohen- über die Ebnung des Nied. Grünberg hin, während weiter nördlich ein zweiter Zug über den Kamm des Niederen Grünberg bis zum Gamskogl streicht.

Ersterer ist besonders versteinerungsreich und würde sich bei rationeller Aufsammlung besonders ergiebig zeigen. In seiner Fortsetzung gegen NW. findet sich viel tiefer unten, 300 Meter N. von der Hosswandalpe, ein isolirter, über carnischem Dachsteinkalk transgredirender Fleck von rothem Crinoidenmarmor.

Die III. Bruchstaffel bildet der H o h e G r ü n b e r g, dessen südliche, mit den Schichtflächen zusammenfallende Abdachung fast ganz aus brachiopodenführenden, meist weissen Crinoidenkalken überzogen ist. Gerade so wie an anderen Orten ist auch hier das Eingreifen der liasischen Decke in darunter liegende Höhlungen nachweislich, wenn nur die Erosion tief genug aufgeschlossen hat.

Fig. 7.



DK = Rhät. Dachsteinkalk. *L* = Hierlatzkalk.

Oft mehrere Meter mächtig, setzt sich die Liasdecke auf der Südseite des Kammes gegen den Ochsenkogl fort und vermittelt so den Uebergang zu den Hierlatzschichten des Kreuzkammes.

Breitgewölbte, mit scharfem Rande abbrechende Kammscheitel erheben sich hier über die Ochsenkogeln gegen Süden zum Niederen Kreuz und bilden ein bezeichnendes Merkmal in der Physiognomik des Dachsteingebirges. Ueberreste einstmals breiter, höherer Plateaus schnüren sie sich endlich durch beiderseitiges Abbröckeln der steilen Seitenwände zu scharfen schneidigen Kämmen zusammen, deren phantastische Zinnen schuttumlagert aus öden Hochkaren und Schneefeldern aufstarren.

So lange diese Kämme noch breite Wölbungen bilden, eignen sie sich noch für die Erhaltung jüngerer Decken, sobald aber einmal beide Wände in schmaler Kante zusammenstossen bröckeln, die heterogenen Auflagerungen rasch ab bis auf das homogene Grundgestein.

Auf solche Weise verhält sich der K r e u z k a m m.

Als scharfe Schneide vom Hohen- über den Niederen Dachstein zum Hochkreuz niedersetzend, verbreitert er sich gegen N. immer mehr und trägt auf den breiten Scheiteln des N i e d e r e n K r e u z, sowie auf den gewölbten Kuppen der O c h s e n k o g e l n zahlreiche Spuren einst zusammenhängender liasischer Auflagerungen, welche an der erwähnten Kamm-Gabelung mit den Hierlatzschichten des Hohen Grünberg in Verbindung stehen. Sowohl was das Gesteinsmaterial anbelangt, als auch in Bezug auf das Auftreten von langen, q u e r ü b e r d e n K a m m (also W—O.) verlaufenden Streifen, endlich auch mit Rücksicht auf ihre organischen Einschlüsse, verhalten sich die Hierlatzschichten des Kreuzkammes ganz sowie jene auf dem Hierlatz.

Die Hierlatz-Streifen des Kreuzkammes vertheilen sich in einzelnen, wahrscheinlich durch die Regionen der Staffelbrüche unterbrochenen Gruppen an zahlreichen Stellen des flachen Rückens. So z. B. am niederen Kreuz, auf dem hinteren Ochsenkogl, zu beiden Seiten des mittleren- und weiterhin auch auf dem vorderen Ochsenkogl. Hier möge ein schon Eingangs erwähntes Vorkommen auf dem mittleren Ochsenkogl (N. unterhalb der Kuppe, gegen den Sattel zum Grünberg), als Beispiel für viele andere, beschrieben werden. (Siehe Fig. 3.)

Discordant über den sehr flach in S. einfallenden Bänken von Dachsteinkalk, lagert hier ein etwa 2 Meter mächtiger geschichteter Denudationsrest von Lias auf dem Abhang quer über eine halb offene Kluft des Grundgebirges.

Das liasische Sediment — eine wahre Lumachelle — aber überbrückt nicht allein den rückwärtigen Theil der Kluft, sondern greift in dieselbe hinab, alle ihre Unebenheiten ausfüllend. Wurde gesagt, dass jene Zonen des Kreuzkammes, welchen Hierlatz-Schichten fehlen, den Querbruch-Regionen zu entsprechen scheinen, ohne dass diese Brüche auf dem gleichmässig abgedachten Rücken auch orographisch zum Ausdruck kämen, so bietet das Gebiet des W. anschliessenden Weitkar das typische Bild einer nach staffelförmigen Verwerfungen zerbrochenen Felsenlandschaft.

Sowohl die beiden das Weitkar im N. und S. begrenzenden Kämme des Grünberg und der Hosswand, als auch jener Scheiderücken des „Gschlössl", welcher das Weitkar durchschneidet und halbirt, bilden mit ihren nach S. fallenden Plattenlagen eine dreifache Wiederholung der obersten Bänke des Dachsteinkalks und damit den orographischen Ausdruck der drei südlichsten Staffeln. Wir sind in dieser Region, wo die Brüche deutlich sichtbar werden, leichter im Stande zu erkennen, welche Beziehungen zwischen den Hierlatz-Schichten und den Brüchen bestehen, als auf der gleichmässigen Abflachung des breiten Kreuzkammes.

Gerade in der Fortsetzung jener Hierlatz-Streifen, welche auf dem Hohen Ochsenkogel den Kreuzkamm überqueren, läuft über den breiten Rücken hinter dem Gschlössl ein ziemlich breites Liasband hin, wendet sich aber dann, deutlich in zwei gangförmige Adern getheilt, rechts,

Fig. 8.



Das „G'schlössl" im Weitkar. *DK* = Rhät. Dachsteinkalk. *L* = Hierlatzkalk.

über den N. Abhang hinab gegen die Mulde am Fusse des Grünberg, wo es mit der Liasdecke des Letzteren in eins verschmilzt. Daraus folgt, dass nach Ablagerung des Lias kein Bruch zwischen Grünberg und Gschlössl stattgefunden haben kann, dass also d i e s e r Bruch präliasisch sein müsse. (Siehe Fig. 7.)

Dort wo das Gschlössl im hintersten Karboden wurzelt, enthalten die grob gebankten Platten eine Unzahl rother Schmitzen und bunter flammenartiger Flecken, ausserdem aber zeigen sich hier mächtige Lagen bunter Breccienkalke, aus welchen die oben beschriebenen Crinoidenkalkzüge hervorgehen.

Können wir zufolge der geschilderten Lagerungsverhältnisse des Crinoidenkalks, welcher beide Seitenwände überzieht, das nördliche Kar im Weitthal als präliasisches Relief bezeichnen, so wiederholt sich dieselbe Erscheinung auf der Hosswandscharte, deren aus SW. fallenden Dachsteinkalken bestehender Kamm sowohl auf der N.-Seite (Schichtenköpfe), als auch auf der S.-Seite (Schichtflächen) von langen liasischen Kluftausfüllungen durchzogen wird.

Hier beginnen sehr feste marmorartige fossilarme Crinoidenkalke als Spaltausfüllungen aufzutreten. Sie ziehen über den scharfen Grat des Hosskogel 2377 quer über die Hosswandscharte bis zum Langthalkogl, dessen Grat von einer grossen auf beiden Abdachungen sichtbaren Kluft durchsetzt wird. Eine schmale Ader von Crinoidenkalk läuft — die Kluft verklebend — quer über den ganzen Berg vom Weitthal in's Langthal hinüber! Wohl einer der schlagendsten Beweise für das transgredirende Auftreten des Lias und dessen Absatz in präliasischen Klüften.

Südlich von der Hosswandscharte breiten sich die starren Plattenlagen des Schneeloch aus, dessen hinterster Winkel durch die Firnmasse des Schneeloch-Gletschers erfüllt wird. Der riesige Blockwall einer Frontalmoräne umsäumt das in Schutt vergrabene Gletscherende.

Schreitet man quer über den aus ungeheuren Platten und Tafeln bestehenden Karboden hinüber zum Schreiberwandeck, so passirt man wieder eine Reihe von SO.—NW. streichenden liasischen Kluftausfüllungen. Die Schreiberwand bildet einen schroffen Felsgrat zwischen dem Schneelochgletscher und Gosaugletscher und endet mit einem gewaltigen Bergsturz, hinter welchem sich eine breite Terrasse an ihrem südlichen Fuss bis gegen die Moränen des Gosaugletschers erstreckt.

Sahen wir den Kamm der Hosswand noch aus normal geschichteten Dachsteinkalken aufgebaut, so macht sich an der Schreiberwand die Nähe des Riffes schon durch einzelne abnorm mächtige (bis 20 Meter) Bänke bemerklich. Die Abtrennungsflächen setzen oft plötzlich ab und mehrere Bänke vereinigen sich zu einer einzigen mächtigen Schicht. Auch dreht sich der Schichtenfall immer mehr nach W., so dass die Schreiberwand noch WSW., die gegenüberliegende Thorsteinwand aber bereits rein W. Fallen aufweist, wofern sie nicht schon massig ist.

Ein interessantes Phänomen zeigt sich an der breiten N.-Wand der Hochkessel Sp., deren Basis geschichtet ist, während ihre Krone aus völlig homogenen Riffkalken besteht.

Die Grenzregion steigt von W. nach O. an und deutet auf ein östliches Uebergreifen des Riffs über die geschichtete Facies hin.

Die durch den Gletscher geschliffenen Platten auf der Terrasse S. vom Schreiberwandkogl führen nicht nur zahllose rothe Schmitzen, sondern tragen auch eines der ausgedehntesten Vorkommen von Hierlatz-Schichten in Form von sehr festen bräunlichen Crinoidenkalken und

dichten rothen Kalken mit spärlichen Spiriferinenresten. Die Fossilien haben die Farbe des Muttergesteines und zeigen eine feine weisse Spathhaut.

Auch hier vertheilt sich der Lias in NW. streichenden Zügen, Ausfüllungen von Spalten, welche sich mitunter in ihrer Fortsetzung zu tiefen offenen Klüften erweitern.

Ausserordentlich vielgestaltige Schnitte von riesigen Bivalven-Wirbeln und Schlössern zieren hier die Platten des Dachsteinkalks.

Besonders auffallend schien mir eine Schnittfigur, welche auch auf dem Hierlatz wiederkehrt: eine ovale Scheibe, an die sich beiderseits je ein abstehendes Horn anschliesst. Wie ich an vielen Megalodonten beobachten konnte, ist ihre Schalenmasse ersetzt durch das bunte Sediment der „schwimmenden Scherben", dessen Lagen in beiden Seitenohren und in dem mittleren Oval genau correspondiren! Ohne Zweifel ist die Bildung dieser Dinge auf dieselben Ursachen zurückzuführen, welche die bunten Schmitzen erzeugten und dadurch zu erklären, dass die Bivalve sich zufällig am Wege eines subterranen Wasserabzuges befand.

Die liasischen Züge der Schreiberwand-Terrasse reichen zum Theil bis auf die Kuppe des Gosauer Gschlösslkogl 1905 herab, ja eine ganz isolirte Tasche befindet sich noch kaum 100 Meter SO. von der Grobgestein-Hütte.

An die eben geschilderten Vorkommen von Hierlatz-Schichten schliesst sich im Westen ein peripherischer Gürtel theils sporadischer Taschenausfüllungen, theils ausgebreiteter Ablagerungen an, welche sich in einem grossen Bogen vom Gosaugletscher über die Terrasse oberhalb des Hinteren Gosau-Sees und über das grosse nordwestliche Plateau gegen die Hallstätter Klausalpe hinabsenken.

Die meisten dieser Vorkommen transgrediren über karnischen Dachsteinkalk und hängen noch zum Theil direct mit den Ablagerungen auf dem Kreuzkamm zusammen.

Es lässt sich zeigen, dass die Lagerungsverhältnisse hier ganz dieselben sind, dass aber in der petrographischen Beschaffenheit insofern ein Unterschied besteht, als in diesem randlichen Gürtel dichte, weissadrige, rothe Kalke über den Crinoidenkalk vorherrschen.

Eine Tour von der Grobgestein-Hütte über den Gschlösslkogl, Gosauer Grünberg, Beerenwurzkogl und die Radlthal-Alpe zur Landner Alpe berührt alle in Folgendem beschriebenen Hierlatz-Vorkommen.

Zunächst trifft man auf der Terrasse oberhalb des Gschlösslkogl die Fortsetzung jener Liasstreifen, die sich von der Schreiberwand und aus dem Schneeloch herabsenken.

Weiter nördlich schmelzen die immer häufiger werdenden Taschen und Kluftausfüllungen in eine fast ununterbrochene Ablagerung eines dichten, rothen weissgeaderten Kalks zusammen, in welchem gekröseartig verdrückte, mit strahligem, weissem Kalkspath erfüllte und von dunklen Rinden umgebene Einschlüsse auf einen grossen Reichthum an fast gänzlich zerstörten Ammonitenresten schliessen lassen. Die gedachte Ablagerung schlingt sich als breites Band knapp am Plateaurand bis an den Fuss der isolirten Hosswand 2148 Meter und zieht dort N. in ein Kar gegen den Langthalkogl hinauf.

In den Dolinen des undeutlich geschichteten, häufig Korallenbänke führenden und ziemlich dunklen Dachsteinkalks lagert häufig Hornstein-Schutt, welcher mit Sicherheit auf das einstige Vorhandensein der Mergel- und Hornsteinfacies des Lias schliessen lässt.

In der Fortsetzung der erwähnten grösseren Partie von Hierlatzschichten treten am W. Fusse des Langthalkogls noch mehrere NW. streichende Züge auf, bis gegen den Langthalkogl selbst. Dann aber werden sie immer sporadischer und kleiner. Von der westlich aufragenden, oben aus rhätischem Dachsteinkalk bestehenden Kuppe des Beerenwurzkogels, an deren westlichem Fuss und auf deren östlichen Abhängen kleine Taschen von Hierlatzschichten vorkommen, bemerkt man sehr gut jene grosse, den Langthalkogl durchsetzende und zum Theile mit Crinoidenkalk erfüllte Kluft, welche uns schon von der anderen Seite bekannt ist.

Am Weitesten nach NW. vorgeschoben, zieht eine Hierlatzpartie als breiter langer Streifen am Südgehänge des Schwarzkogl, 1853 Meter, hin, aus dem Seekar SO. über die Anger Alpe gegen das Radlthal herüber und findet sich als rother Crinoidenkalk entwickelt, O. am Wege von der Radlthalalpe und am Absturz des Langthals gegen die Radlthalmulde in kleinen Taschen wieder.

Noch immer herrscht das Vorkommen von NW.—SO. streichenden Liaszügen vor, obschon das Fallen der Dachsteinkalke sich aus W. über NW. nach N. gedreht hat!

Ein kleines Crinoidenkalknest mit winzigen Brachiopoden am Waldesrand SO. oberhalb der Landner Alpe stellt den Zusammenhang der Radlthal-Ablagerungen mit den Hierlatzschichten des Landner-Kogels her.

Aus dem Gehänge der Landner Alpe gegen die Klausalpe erheben sich die karnischen Dachsteinkalke nochmals zur kleinen felsigen Gehängkuppe dieses Berges, auf dessen Gipfel Hierlatzschichten, an dessen Abhängen die Klausschichten — beide transgredirend — dem karnischen Dachsteinkalk auflagern.

Während die Gipfelkuppe des Landner Kogels von zahlreichen Hierlatztaschen durchzogen wird, lagern kaum 200 Meter tiefer die Schichten des braunen Jura, transgredirend auf dem SO. Gehänge und streichen im Bogen hinüber auf das Plateau der „Mitterwand."

Der Landner Kogl erscheint somit als altes Relief, auf welchem zu verschiedenen Zeiten Absätze erfolgten, deren Natur auf ganz ähnliche Verhältnisse schliessen lässt.

Dieser hochinteressante Aufschluss scheint aber auch geeignet, auf die gegenseitigen Beziehungen der Lias-Facies Streiflichter zu werfen, nachdem tiefer unten auf dem Boden der Klausalpe der Lias nur in Mergel-Facies entwickelt ist.

Aus vorstehenden Detailbeobachtungen haben wir eine Reihe von Transgressionen im Kleinen kennen gelernt. Um nun zu zeigen, dass auch ihre Vertheilung im Grossen geeignet ist, die Eingangs dargelegten Ansichten zu stützen, genügt der Hinweis auf die Beziehungen des Lias zu den stratigraphischen Verhältnissen seines Grundgebirges.

Die Hierlatzschichten transgrediren ebensowohl über karnischem, als über rhätischem Dachsteinkalk,

nachdem die Umgebung des Radlthal, des Schwarzkogels und der Landner Alpe unzweifelhaft dem unteren Dachsteinkalk angehört.

Wir wenden uns nun den östlichen Abhängen des Dachsteins zu.

Durch die sorgfältige Untersuchung dieses Gebietes, welches ausser dem Plateau des „Stein" das ganze Kammergebirg umfasst, wurde das vollständige Fehlen von typischen Hierlatzschichten constatirt.

Diese Erscheinung ist umso sonderbarer, als das ganze östlich abfallende Gebiet grösstentheils aus flach fallenden rhätischen Dachsteinkalken besteht, und als auf dem Gjaidkamme keine Spur von Lias zu finden war [1]), obwohl derselbe dem Kreuzkamm in Bezug auf seine geologische und Oberflächengestaltung vollkommen entspricht.

Dagegen finden auf dem Kammergebirge jene „rothen Trümmerkalke", Breccien aus lichten, durch ein rothes, thoniges Cement verbundene Brocken, deren liasisches Alter an anderen Stellen nachgewiesen werden konnte, eine ausserordentliche Verbreitung.

Allerdings scheinen die Lagerungsverhältnisse auch für die rothen Trümmerkalke des Kammergebirges auf ihre liasische Natur zu deuten, indem sie ebenfalls als Spaltenausfüllungen vorkommen und auf der Oberfläche in langen, schmalen Zügen auftreten, ähnlich wie die Crinoidenkalke.

Nachstehend einige Beispiele dafür.

In dem Kar zwischen der mittleren und unteren Schönbergalpe, südlich von Obertram, wird eine breite Rinne in einer Höhe von mindestens 50 Metern durch derlei rothe Breccien vollständig ausgefüllt. In der Krippengasse südlich von der Krippenalpe streicht ein langer Zug eines festen rothen Trümmerkalkes eingesenkt zwischen karnischem Dachsteinkalk gegen Norden. Derselbe Kalk findet sich nördlich von der Landfriedalpe dort, wo der Weg das Plateau betritt.

Er bedeckt ferner den karnischen Gasteropodenkalk der Sillalpe am Ausseer Zinken und zieht sich von dort südlich in kleinen Partien in das Kar zwischen dem Hocheck und Unterskogel, 1756 Meter.

Südlich vom Hocheck sitzt er in Nestern der, den kleinen Tümpel von Hinter-Finitz umrahmenden Wände, auf der Gröbminger Wiesalpe, 1606 Meter, überrindet er einen Hügel NO. von den Hütten vollständig.

Dieselben Breccien findet man auf den Felsen südlich der Viehbergalpe und in dem sumpfigen Kessel unterhalb der Brandalpe als lange N.—S. verlaufenden Streifen.

Aus einer Reihe weiterer Localitäten möge endlich noch der „Kessel" südlich von der Hinteren Finitzalpe erwähnt werden, wo die rothen Trümmerkalke grosse Ausdehnung erlangen.

Als ob sie dem nördlichen Einsinken besseren Widerstand zu leisten im Stande gewesen wäre, behauptet die Riffzone des Dachstein im Osten und Westen dort noch grosse relative Höhen, wo die entsprechenden geschichteten Kalke bereits flach in die Thalsohle auslaufen.

Die Donnerkogeln oder der Gosauer Stein illustrirt dieses Verhältniss eben so sehr als der östliche Kamm des Dachsteingebirges:

[1]) Abgesehen von einem Brocken Crinoidenkalk, welcher aus der rechten Seitenmoräne des Carls-Eisfeldes stammt.

Stoder Zinken, 2047 Meter, Kamm Sp., 2141 Meter, und Grimming, 2351 Meter, an welchen sich im Norden die flach NO. fallenden Dachsteinkalke des Kammergebirges anlehnen.

Am Hohen Miesberg, 2235 Meter, liegen Riff und geschichtete Facies ziemlich im gleichen Niveau. Weiter östlich am Stoderzinken, 2047 Meter, liegt die geschichtete Facies schon 300 Meter, an der Kamm Spitze, 2141 Meter, bereits 700 Meter tiefer als das Riff und sinkt, in ihrem Fallen ganz dem Terrain entsprechend, östlich immer tiefer, bis die obersten von oberjurassischem Ammonitenkalk bedeckten Bänke — westlich von Mitterndorf, 775 Meter — die Thalsohle erreichen.

Durch den von der Salza durchbrochenen Pass Stein (circa 750 Meter) von der besprochenen Kette getrennt, erhebt sich hierauf als vollkommen isolirter schroffer Felskamm der Grimming, 2351 Meter, zwischen dem Enns- und Mitterndorfer Thale — der letzte Ausläufer des Dachstein gegen O.

In seiner westlichen Kammhälfte „Steinfeld“ schwingt sich der Riffkalk allein zur Grathöhe empor, die geschichtete Facies aber liegt bei der Kulmer Alpe 800 Meter tiefer als der höchste Riffgipfel des Stierkarkogel (höchste ungemessene Spitze: Schartenspitz circa 2330 Meter). Allein die Riffgrenze überschreitet in der nun folgenden breiten und tiefen Scharte den Kamm, wendet sich auf die Südseite und bildet somit das Liegende der geschichteten Gipfelkalke des Hohen Grimming, welche als gewaltige Flexur östlich gegen Klachau abstürzen.

Die Riffkalke aber setzen bei Pürg — nur mehr 850 Meter hoch — als nördliche Begrenzung des Ennsthales in Höhen von circa 1500 Meter O. fort.

Hier war der Schauplatz einer Ablagerung liasischer Sedimente, deren Ueberreste uns die Vertheilung der Facies nach einem in der Einleitung besprochenen Gesetz erkennen zu lassen scheinen.

Um Wiederholungen zu vermeiden, beschränke ich mich hier auf die genaue Beschreibung der durch D. Stur im Jahre 1852 entdeckten Hierlatzschichten im Gebiete der Kulmer Alpe am Fusse des Stierkar.[1])

Die Localität liegt an der Grenze der geschichteten — NO. fallenden — Dachsteinkalke gegen das Riff, welches am Fusse der halbkreisförmig den Alpenboden abschliessenden Wände des Stierkar ausgesprochene Block- und Uebergussstructur erkennen lässt.

Einige secundäre Brüche theilen den Dachsteinkalk in einzelne NO. fallende Schollen, ausgeprägt in den NW. zu Thal ziehenden Gräben und Rücken.

Nähert man sich auf dem Alpenwege über die grauen Liasmergel jenem Rücken, welcher die Alpe östl. begrenzt, so wird der Facieswechsel durch einzelne, dem stark geneigten (NO.) Dachsteinkalk auflagernde Schollen von lichtrothen, brachiopodenführenden Crinoidenkalken angedeutet. Ihr Eingreifen in Vertiefungen des Grundgebirges entspricht vollkommen den gewöhnlichen Lagerungsverhältnissen der Hierlatzschichten.

---

[1]) Geologie der Steiermark, pag. 471 u. s. f und pag. 476.

Auf der Alpe selbst, südlich von den Hütten, lagern dem NO. fallenden Dachsteinkalk die rothen Crinoidenkalke concordant auf.

Sie führen lichte Brachiopodenbänke, voll verdrückter glatter Terebrateln und Waldheimien und setzen gegen den Karhintergrund in einer braunrothen Wand fort, welche ganz von Schutt umflossen ist. Letztere zeigt im Hangenden des fossilführenden Crinoidenkalkes und mit demselben untrennbar verbunden, eine mächtige Masse des „rothen Trümmerkalkes", wie er auf dem Kammergebirge vorkommt.

Bis hierher sind die Verhältnisse ganz normal. Von dem östlichen Querriegel hängt jedoch gegen die Alpe ein Schuttkegel herab, welcher zum grossen Theile Hierlatzfragmente führt. Sie stammen aus einem steilen Kamin, der sich in der Wand des Querriegels östlich hinaufzieht.

Die nähere Besichtigung ergibt erst, dass dieser Kamin durch das Herausbröckeln der Hierlatzfragmente entstand, und dass wir es mit einer gewaltigen, mit braunem Crinoidenkalk erfüllten Kluft zu thun haben, welche, durch den ganzen Berg fortsetzend, bis auf die andere Seite verfolgt werden kann.

Und so nahe unterhalb die concordante Auflagerung von Hierlatzschichten als Beweis gegen die Transgression des Lias!

Höchst merkwürdig ist es, wie in dieser Kluft der Crinoidenkalk die kleinsten Vertiefungen an den Seitenwänden ausfüllt und wie derselbe gleichsam angeschweisst am Dachsteinkalk festklebt.

Auf der anderen, östlichen Seite des Rückens, woselbst wir etwas weiter unterhalb die ersten Hierlatzkalke trafen, äussert sich die Kluft auf den Karrenfeldern gerade so als gewundener rother Streifen, wie alle taschenförmigen Vorkommen der Hierlatzschichten.

Die Localität Kulmer Alpe ist aber noch in anderer Beziehung lehrreich.

Knapp am Fusse der Stierkarwände transgredirt der Lias über eine Terrasse des Riffkalkes, in Form von Cephalopoden führenden, NO. fallenden, circa 2 Decimeter mächtigen Bänken eines rothen Kalkes, welcher hie und da in Crinoidenkalk übergehend, als der Hierlatz-Facies angehörig, bezeichnet werdeu muss. Derselbe führt kugelförmige, concentrisch schalige, bis nussgrosse Concretionen von Brauneisenerz.

Der nahe Zusammenhang dieser Stelle mit der obersten Crinoidenkalkwand der Kulmer Alpe, welche ihrerseits wieder mit den Kalken der Alpe selbst und durch die Kluft mit den östlichen Abhängen des Querriegels verbunden ist, lässt uns hier wieder auf eines jener präliasischen Reliefs schliessen, denen wir schon öfters begegneten und als deren Pendant das durch Fleckenmergel-Lias umhüllte Relief des Brandangerberges bei Pürg betrachtet werden kann.

Etwa, 150 Meter westlich, befindet sich eine zweite ähnliche Stelle an der Riffwand.

Ausgedehnter noch, gewiss aber bedeutend mächtiger, erscheint mir ein zweites Vorkommen von Hierlatzschichten auf dem Grimming, unterhalb der Holzknechthütte auf dem Wege von der Grimming- (Krungl-) Alpe zum Duckbauer [1]) nächst Grubeck. Die blassrothen Crinoidenkalke

[1]) D. Stur, Die geolog. Beschaffenheit des Ennsthales. Jahrb. d. geolog. R.-A. IV, pag. 475.

stehen hier in einem trockenen Wasserriss in mächtigen Bänken an und setzen, zahlreiche Fossilien führend, zur Thalsohle bis zu den Werfener Schiefern des grossen Mitterndorfer Längsbruches fort, wobei die reiche Vegetationsdecke ihr Verhältniss zum Dachsteinkalk nicht erkennen lässt.

Anknüpfend an die in der Einleitung berührten Beziehungen der mergeligen und kalkigen Lias-Facies möge hier die nördliche und östliche Umgebung des Grimming als Beispiel eines heteropischen Verhältnisses bezeichnet werden.

Während wir eben auf den mittleren Abhängen des Grimming den Lias in rein kalkiger Facies kennen gelernt haben, schliesst sich gegen die Tiefe des Klachauer Thales vermittelst petrographisch nachweisbarer Uebergänge jene mächtige Entwicklung von Fleckenmergeln an, welche den Kulm und die Tauplitzer Anhöhen zusammensetzt und sich einerseits in das Grimming-, andererseits in das Zlemmthal fortsetzend, transgredirend alle älteren Gebilde gleichmässig verhüllt.

Vor Allem möge die Anhöhe des Brandanger Kogel N. von Pürg als typisches Transgressionsgebiet genannt werden, ausgezeichnet durch die mantelförmige Umhüllung einer grossen Klippe von Riffkalk, deren einzelne Erhebungen als lichte Kalkschroffen die weiche dicht bewachsene Mergelhülle durchbrechen.

Jenseits des Thales aber, auf den gegenüberliegenden Höhen des Todtengebirges, stecken in den Löchern und Spalten des Dachsteinkalkes abermals jene rein kalkigen Crinoidengesteine, denen wir diesseits auf der Höhe des Grimming begegneten, und bilden gewissermassen den Gegenflügel einer grossen Mulde, deren Tiefe von mächtigen Lagen von Fleckenmergeln erfüllt ist.

Dieses Verhältniss aber muss nothwendig zu der Anschauung drängen, dass die Ursache einer solchen Differenzirung des Sedimentes in einem präliasischen Relief zu suchen ist, welches heute durch die Wirkungen der Erosion vor unseren Augen blossgelegt wird.

III. Das Tennengebirge.

Zwischen Lammer und Salzach, zwischen dem Dachstein und dem Berchtesgadner Hochgebirge erhebt sich ganz isolirt der geschlossene Stock des Tennengebirges. Seine, sowohl gegen Werfen und den Pass Lueg, als auch gegen Abtenau und St. Martin steil abstürzenden Wände tragen ein Plateau, welches dem Begriff „Hochfläche“ noch weit mehr entspricht, als jene der übrigen Kalkgebirgsstöcke. Weitaus der grösste Theil dieses Gebirges besteht aus Riffkalk, während die geschichtete Facies des Dachsteinkalkes auf einzelne Erhebungen im Inneren, namentlich aber auf seine nördlichen Strebepfeiler beschränkt ist.

Die durch Verschiebung der Riffgrenze an die Nordabdachung bedingte geologische Einförmigkeit findet ihren Ausdruck in der grossen landschaftlichen Monotonie des Tennengebirges, gegenüber dem Dachstein.

Wohl erheben sich die breiten Gipfelkuppen in Form geschichteter Inseln auf dem sonst plattigen Plateau, z. B. auf dem Bleikogel, Hochpfeiler, Scheiblingkogel und Wieselstein; dieselben sind jedoch nur als

Denudationsrelicte geschichteter Dachsteinkalke anzusehen, welche sich einst von Norden ebenso anlehnten, wie auf dem Dachstein.

Es fällt sonach die heutige, sanft gegen N. geneigte Oberfläche des Tennengebirges zum Theil mit der alten Riffböschung zusammen.

In der That zeigen die meisten Plateautheile alle jene für Riffböschungen bezeichnenden Structurformen, namentlich die Blockstructur und Uebergussschichtung in ausgezeichneter Weise.

Die steile Nordabdachung dagegen gehört fast ausschliesslich dem geschichteten Dachsteinkalk an und ihre zahlreichen Coulissen bestehen durchwegs aus steil gegen N. einschiessenden Bänken desselben.

Dagegen schliessen die trennenden Gräben den Riffkalk oft bis zur Thalsohle auf. Die dunkelgrauen, häufig mit Korallenbänken wechsellagernden Dachsteinkalke der Nordseite gehören der karnischen Stufe an, sie führen nächst der Tricklalpe Durchschnitte von hochgethürmten Chemnitzien.

Schon oberhalb dieser Alpe stellen sich unregelmässige, roth gefärbte Partien im Dachsteinkalke ein, welche zwar in ähnlicher Weise auftreten wie die Hierlatzschichten, sich aber durch den vollständigen Mangel an Fossilien — man findet in denselben nicht einmal Crinoidenstiele — jeder Altersbestimmung entziehen. Diese Kalke haben auch einen carminartigen Ton, im Gegensatze zu der ziegelrothen Färbung des Hierlatzkalkes. Sie finden sich wieder in der Tiefen Grube und namentlich gegen die Scharte des Scheiblingkopf zu, woselbst sie durch ihr Auftreten in langen Zügen und Streifen von Weitem mit Hierlatzschichten verwechselt werden könnten.

Auch gibt es hier zahlreiche rothe Schmitzen. Allein weiter südlich auf dem Hochpfeiler sieht man ganz dieselben rothen Kalke mit den grauen oberen Dachsteinkalken wechsellagern und ihre rhätische Natur documentiren.

Die Gipfelkalke des Hühnerkrallkopf sind vollständig durchschwärmt von den rothen Schmitzen und bunten grellen Scherben, vergebens sucht man nach einer Spur von Crinoidenkalk.

Jene Rolle, welche sonst der Lias auf derartigen Hochflächen durch seine tiefgründigen Verwitterungsproducte spielt, fällt auf dem Tennengebirge dem Dolomit des Muschelkalkes zu. Ihm verdankt die grösste und schönste Alpe des Gebirges — der schöne Alpenkessel von Hinter- und Vorder-Pitschenberg — das saftige Grün ihrer Matten. Ohne die Annahme einer bedeutenden Verwerfung wäre das Vorkommen des unteren Dolomits auf dieser Höhe nicht erklärlich, da derselbe ganz in der Nähe auf die Tiefe des Salzachthales im Pass Lueg beschränkt ist.

Bei Stegenwald läuft die Riffgrenze quer über den Pass Lueg herüber und fällt auf der steilen W. Abdachung des Tennengebirges mit einem Bruch zusammen, welcher den abgesunkenen geschichteten Kalk der Kastenspitze vom Riffkalk des Bäreck derart trennt, dass sich der Dolomit im Liegenden des Riffes durch die Schlucht der „Steinernen Stiege“ immer höher hinaufzieht, bis er bei der Alpe Pitschenberg das Plateau erreicht.

Längs der Bruchspalte ist im „Schartgraben“ eine schöne rothe Reibungsbreccie zu sehen.

Nachdem auch Lipold[1]) auf seinen ausgedehnten Plateauwanderungen keine Crinoidenkalke gefunden, scheint der Lias der eigentlichen Hochfläche zu fehlen. Dagegen wies Dr. Bittner[2]) bedeutende Liasvorkommen am nördlichen Fusse des Gebirges nahezu längs seiner ganzen Erstreckung nach. Dieselben lassen sich von der Duschenbrücke, wo sie theils als rothe Adnetherkalke, theils als dunklere Gesteine entwickelt sind, in fast ununterbrochenem Zuge, südlich am Lammereck vorbei und über die Infang- und Schönalpe hinaus verfolgen.

Noch östlicher oberhalb des Strubberges liegt ebenfalls eine petrefactenreiche Liaspartie meist dunkler Kalke, deren Cephalopoden-Fauna sehr an die des Hierlatz erinnert. In Blöcken lichterem röthlichem Kalkes dagegen herrschen Brachiopoden vor.

Auch jenseits der Niederung von Au ist das liasische Gestein nachweisbar, ja es scheint sich weiter östlich zu bedeutender Höhe des Gebirges hinaufzuziehen, nachdem Dr. Bittner an der Nordostabdachung der Tagweide in einer Schutthalde fossilienführende Liasbrocken aufsammeln konnte.

IV. Das Berchtesgadner Hochgebirge.

Das Berchtesgadner Hochland bildet vom Pass Lueg bis zum Hirschbichl eine einheitliche, stockförmige Masse, aus welcher gegen N. drei gewaltige Kämme: Hochkalter, Watzmann und Göll vorspringen.

Dieser orographischen stellt sich eine tektonische Auffassung gegenüber, wonach eine das Steinerne Meer und Haagengebirge umfassende breite Zone von Dachsteinkalk gegen Norden durch ein ostwestliches Bruchsystem abgeschnitten wird, dessen Elemente die Kammstücke: Göll, Watzmann und Hochkalter begrenzen.

In einem vorläufigen Bericht[3]) über die Lagerungsverhältnisse des Lias in den ostbayrischen Kalkalpen wurden auch die auf das Gebiet bezüglichen tektonischen Beobachtungen aufgenommen.

Darnach lässt sich das besprochene Bruchsystem bald als einzelne Verwerfung, bald als Complex ihre Wirkung summirender oder wieder aufhebender Theilbrüche, bis an das östliche Ende des Tennengebirges verfolgen.

Es trennt am Nordfusse des Tennengebirges den Werfener Schiefer oder Dolomit vom Dachsteinkalk und setzt, die Salzach bei Golling überschreitend, in's Blüntau-Thal fort. Nach Durchschneidung des Torrener Jochs an seiner Südseite gabelt der Bruch in zwei unter spitzem Winkel divergirende Verwerfungen gleichen Sinnes, wovon die eine durch das Thal der Eiskapelle über die Trischübel-Alpe und den Rothleitenkopf am Hundstod, quer über den Seehorn-Grat, endlich durch das Weissbachthal — die nördliche aber über Dorf Königssee, Klingerkopf, Wimbachklamm und Hintersee verläuft.

Beide Verwerfungen vereinigen sich sonach am Hirschbichl wieder und schliessen daher die nordfallende Dachsteinkalkmasse: „Watzmann-Hochkalter" ein.

[1]) Das Tennengebirge. Jahrb. d. geolog. R.-A. II, 1851, 1. Heft, pag. 79.
[2]) Verhandl. 1884, pag. 361.
[3]) Verhandlungen 1885, pag. 293 ff.

Es wird sich zeigen, inwieweit die angedeuteten tektonischen Grundzüge auf die Vertheilung des Lias von Einfluss sind.

Bevor wir uns den Lagerungsverhältnissen der Hierlatz-Schichten zuwenden, möge es jedoch gestattet sein, einen Blick auf die Beziehungen und Verbreitung von Riffkalk und geschichtetem Dachsteinkalk zu werfen.

Wie bereits erwähnt, setzt sich die Riffgrenze aus dem Tennengebirge über den Pass Lueg unmittelbar auf das Haagengebirge fort. Es gehört somit der südliche Theil des Haagengebirges einem grossen Riff an, dass sich über das ganze Steinerne Meer bis zur Bruchlinie am Hundstod, ja über dieselbe hinaus ausbreitet. Dieses gewaltige Riff entsendet östlich vom Obersee einen breiten, von geschichteter Facies begrenzten Ausläufer nach N., welcher, nur verworfen durch den Torrener-Bruch, die Verbindung mit dem Riff des Hohen Göll herstellt.

Stets aber lehnen sich von Norden her geschichtete Dachsteinkalke an das Riff und füllen dessen Buchten aus, überall fallen ihre Bänke vom Riff gegen Aussen.

Die weitere Untersuchung jener Gebirge, welche den lieblichen Thalkessel von Berchtesgaden umrahmen, ergab, dass der Riffkalk sowohl auf der Reiter-Alpe und dem Lattengebirg, als auch wie schon bekannt, auf dem Untersberg entwickelt sei.

Es erscheint somit das Thal von Berchtesgaden von einem Kranz von Riffen umgeben. Aehnlich wie auf dem Tennengebirg, lagern dem Riffe des Steinernen Meeres einzelne geschichtete Schollen an oder auf, als schroffe Schneiden emporragend in dem wüsten Chaos der Karrenfelder.

Das Vorherrschen massiger Kalke verleiht dem Steinernen Meer einen ganz anderen physiognomischen Habitus, als jenen des Dachstein und Todten Gebirges. Namentlich ist es die so charakteristische, ausserordentlich regelmässige Bankung, welche diesem Gebirge fast vollständig fehlt, wodurch die typische Entwicklung von Karrenfeldern unterbleibt. Trotzdem hat auch hier jahrtausendlange Erosion die rundbuckligen Absonderungsmassen der Uebergussschichten unterwaschen und zerfressen und dadurch eine abweichende, minder regelmässige, aber umso wildere Form von Karren erzeugt, zwischen welchen thurmtiefe Erosionsschlünde von der bohrenden Thätigkeit des aufgehäuften Winterschnees Zeugniss geben.

In jenen hohen, den grössten Theil des Jahres unter Schnee begrabenen Regionen zeigen herabgestürzte Trümmer binnen kurzer Zeit eine schlackenartig zerfressene Oberfläche, auf welcher das widerstandsfähigere Adernnetz messerscharf emporragt, wogegen an ganz nahen, aber dem Wind exponirten, daher meist schneefreien Stellen alle Steine rundlich glatte Oberflächen aufweisen.

Daraus mag ersehen werden, in welch' hohem Grade die Schneeerosion auf das Gestein einzuwirken im Stande ist. Wer je im Frühsommer Gelegenheit hatte, eine derartige Hochfläche zu sehen, wird keinen Zweifel mehr über die Bildungsweise jener Tausende von Gruben, Kesseln und Löchern hegen, welche das ganze Plateau überziehen.

Da reiht sich Schneefleck an Schneefleck, wie eine Bienenwabe an die andere, und dazwischen spannen die schneefreien Rippen ihr dunkles Netz aus.

Jedem Schneefeld entspricht eine Grube oder ein brunnenartiger Schlund, und je tiefer dieselbe vom Schnee und seinen Schmelzwässern ausgenagt wurde, um so mehr sturmgepeitschten Hochschnee wird sie im kommenden Winter auffangen, um so länger im darauffolgenden Sommer der Erosion ausgesetzt sein.

Beschreibung der einzelnen Lias-Vorkommnisse.

Das durch Lipold entdeckte Vorkommen auf der Gratz-Alpe nimmt unter den liasischen Ablagerungen auf der Hochfläche des grossen Berchtesgadner Kalkstocks eine hervorragende Rolle ein.

Es lagert auf den terrassenförmigen Stufen, womit das Haagengebirg gegen das Blüntau-Thal absinkt und besteht aus einer Reihe durch staffelförmige Brüche von einander getrennter Schollen von Crinoidenkalken, rothen Plattenkalken und grauen Mergeln, welche dem hier ziemlich regelmässig nach NO. einfallenden Dachsteinkalk bedecken.

Schon auf dem Wege von der Blüntaumühle bei Golling auf die Gratz-Alpe trifft man am Beginne des Aufstieges Nester von rothem Crinoidenkalk in den lichten Megalodonten-Kalken eingeschlossen. Weiter oben steht knapp am Wege ein graues Crinoidengestein an und dort, wo sich der Steig, die Blösse verlassend, in den Wald wendet, sieht man lange Streifen des Hierlatzkalks parallel mit dem Weg hinlaufen, quer über die Schichtflächen des Dachsteinkalks, die hier ziemlich mit dem Abhang zusammenfallen. Weiter oben an der nördlichen Bergecke mehren sich diese Vorkommen und schmelzen schliesslich in eine zusammenhängende Ablagerung zusammen, welche die etwa $1^1/_2$ Kilometer lange, aber schmale Terrasse der Gratz-Alpe bedeckt.[1])

Die Terrasse erstreckt sich von NO. nach SW. und wird im Süden von einer steilen Bruchwand überragt.

Das Liegende dieser Liasscholle wird theils von grauen, eigenthümlich ziegelroth gestriemten, sehr fossilreichen Kalken und den gewöhnlichen Hierlatz-Crinoidenkalken gebildet. Darüber folgen rothe, weissaderige Plattenkalke mit jener wellig-knotigen Oberfläche, welche für die Adnether Schichten bezeichnend ist. Das Hangende endlich bilden graue weiche Liasmergel, deren thonige Verwitterungsproducte die Bildung eines tiefgründigen, reichbewachsenen Lehmbodens begünstigen.

Ganz dieselben Verhältnisse wiederholen sich auf der nächst höheren Terrasse, dem Höllriegel, auf dem breiten Plateau der Reinanger Alpe und auf der Fielinger Alpe. Ohne Zweifel sind diese isolirten Schollen nur einzelnen Staffeln eines treppenförmig nach Nord absinkenden Bruchsystemes aufgelagert.

Die gegenseitige Ueberlagerung der Hierlatzkalke, Plattenkalke und Mergel schliesst an dieser Stelle die facielle Gliederung im strengen Sinne des Wortes aus, es ist gewiss, dass hier der graue

[1]) Siehe loc. cit.

Mergel jüngere Zonen des Lias vertritt, als die rothen Crinoidenkalke. Wir werden aber noch im selben Gebirgsstock Gelegenheit haben, die genannten lithologischen Typen als gegenseitige Vertreter kennen zu lernen, welche einander in ihrer Verbreitung ausschliessen, und wollen daher die Möglichkeit in's Auge fassen, dass eine allmälige Senkung das Gebiet der Gratzalpe unter fortwährend wechselnde Bedingungen stellte, in Folge welcher die Ueberlagerung des Crinoidenkalkes durch Plattenkalke und graue Mergel eintrat.

Südwestlich hinter der Gratzalpe erstreckt sich eine zweite Terrasse, welche orographisch als Fortsetzung der ersten betrachtet werden kann, da sie genau in gleicher Höhe das steile Gehänge zum Blüntauthal unterbricht.

Die Vermuthung, hier eine Fortsetzung der liasischen Scholle auf der Gratzalpe zu finden, bestätigt sich aber nicht und man trifft nur einzelne kleine, dem Dachsteinkalk noch anhaftende Schmitzen von Crinoidenkalk und einige Blöcke von grauem Mergel-Lias, welche aber ebensogut von der höheren Terrasse über die Wand herabgefallen sein können.

Der breite Alpenweg wendet sich plötzlich in scharfer Ecke nach links und wir kommen abermals aus dem Dachsteinkalk auf Lias, und zwar auf die ausgedehnte Scholle der Reinanger-Alpe, welche in einer Art flachen, nur nach NW. offenen und sonst überall von Dachsteinkalk-Höhen eingeschlossenen Mulde abgelagert ist.

Man sieht häufig treppenförmige Brüche, im Kleinen eine fortwährende Wiederholung von Dachsteinkalk, Hierlatz-Crinoidenkalk und Adnether Plattenkalk bedingend.

Auf den Höhen N. von der Alpe kommt unter dem Lias überall lichter Dachsteinkalk hervor und zeigt die unregelmässige Auflagerung des ersten, namentlich sein Eingreifen in Rinnen und Spalten.

Der graue Lias, meist nur in seinem Verwitterungsprodukte erhalten, ist auf die Mitte und Tiefe der Mulde beschränkt, wo sich die kleinen Regenbäche tiefe Rinnen ausgewaschen haben.

Das breite Plateau des Haagengebirgs, welches sich gleich im Süden der Reinanger Alpe anschliesst, wird von einer Reihe seichter Längenmulden durchfurcht, welche alle einen NW. Verlauf nehmen und dann steil zum Seethal abbrechen.

Mehrere derselben enthalten kleinere Ablagerungen von rothem Crinoidenkalk, welche allseits von niederen Mauern des Dachsteinkalks überragt werden.

Ein derartiges Vorkommen befindet sich gleich im Süden des Reinanger und zieht als Streifen gegen SO. am Fusse jener Stufe, welche den Lias der Fielinger Alpe trägt. Ein zweites erfüllt die Mulde der Biederer Alpe. Auch das kleine Plateau W. ober dem Jagdhaus Hochwandl trägt eine Scholle von Hierlatz-Kalk und jenseits des Seethals finden sich auf der Hiefl-Alpe und auf der Rothwand-Alpe zusammenhängende Partien des rothen Crinoidengesteins meist streifenförmig über dem Dachsteinkalk ausgebreitet und hinanreichend bis auf den Gipfel des Rothwandkogels.

Hier, und zwar auf dem kaum kenntlichen Steig, welcher von der Grünalpe durch die monotonen Kessel und Gruben am Fusse des

Tristkopf und Höllthalkogels nach den verlassenen Neukaser Hütten führt, begegnet man nicht selten jenen bunten Breccien, deren liasisches Alter im Salzkammergut mehrfach nachgewiesen werden konnte. Sie bilden theils Kluftausfüllungen und laufen dann wie Gänge als schmaler Streifen weithin über Schichtflächen und Köpfe des Dachsteinkalkes, theils treten sie als krustenförmige Ueberzüge auf und kleben dann fest auf den Bänken des letzteren.

Auf der Terrasse, die sich W. oberhalb des tiefen Kessels von Neukaser befindet, sieht man mehrfach taschenförmige Absätze von Hierlatzschichten auf den Karrenfeldern; sie erstrecken sich durch die Nordwand des Hochwieskopfes (2185 Meter) weit gegen SW. und zeugen von der einstigen grossen Ausbreitung liasischer Gebilde auf der ungeheuren Hochfläche des Dachsteinkalkes.

Zwischen der nach NO. vorgeschobenen niederen Stufe des Reinanger und jenem mächtigen NS. Grenzwall, welchen man nach seinem höchsten Gipfel Kallersbergkamm nennen könnte, breitet sich die meilenweite graue Wüste des Haagengebirges aus.

Die trostlose Monotonie ihrer endlosen Aufeinanderfolge von flachen Hügeln und seichten Mulden wird nirgends durch eine Scholle röthlichen Liasgesteins, auf welcher sich die kümmerlichen Vorposten der Vegetation ansiedeln könnten, unterbrochen, überall starren uns nur die Plattenlagen des Dachsteinkalkes entgegen, in welche ununterbrochene Erosion zerschründete Karrenfelder eingenagt hat. Wohl begegnet man hin und wieder rothen Färbungen, welche von Weitem für Hierlatzschichten gehalten werden können; es sind aber nur einzelne Bänke von festen Dachsteinkalken, deren im Bruche pfirsichblüthenrothes Gestein an der Oberfläche bräunlich anwittert.

Erst wenn nach vielstündiger mühevoller Wanderung der lange, das Plateau nur wenig überhöhende Rücken des Paradieskogel (2242 Meter) überschritten ist, gelangen wir am südlichen Fusse des Kallersberges wieder auf Spuren jüngerer Absätze.

Es sind die äussersten Ausläufer ausgebreiteter liasischer Ablagerungen, welche in einem grossen Bogen auf der Höhe des Gebirges die Bucht des Königssees umgürten, bald als zusammenhängende Decke, bald in isolirten Denudations-Relicten oder gar nur als kleine Nester und Taschen entwickelt. Während die letzteren durchwegs an die Peripherie des Bogens gebunden sind, nehmen die zusammenhängenden Ablagerungen eine mehr centrale Lage ein.

Vor Allem aber ist es die facielle Differenzirung der liasischen Bildungen, welche gerade in diesem Gebiete geeignet ist, die Eingangs dargelegten Ansichten über die Ursachen einer verschiedenen lithologischen Ausbildung zu stützen.

Sind es auf den hohen Kämmen und Rücken des Gebirges die Crinoidenkalke der Hierlatzschichten allein, welche uns als Repräsentanten des Lias entgegentreten, so finden wir die tieferen Stufen der Abhänge bedeckt mit rothen Plattenkalken und dunklen Mergeln, an deren Basis wir vergebens nach Hierlatz-Crinoidenkalken suchen würden. Dagegen gibt es eine mittlere Region, in welcher wir eine innige Verbindung der genannten Facies beobachten können, in welcher die vorherrschenden rothen Adnether Kalke allmälig in Crinoidenkalk

übergehen und mit demselben untrennbar zusammenschmelzen. Ja, die dichten rothen Kalke nehmen hier ebenso Antheil an der Ausfüllung jener Hohlräume des Dachsteinkalkes, welche noch weiter zurück nur mehr von lichten mürben Crinoidenkalken erfüllt sind, als die Hierlatzkalke selbst.

Die Maximal-Entwicklung des Lias im Königseer Gebiete fällt auf jene breiten grünen Alpenstufen, womit das Haagengebirge gegen den tiefen Seeschlund absinkt. Ein weicher Mergelteppich umhüllt und rundet die scharfen Kanten der Berge, nur da und dort durch eine steile Wand unterbrochen, welche regelmässig dem Dachsteinkalke angehört.

Das ganze Depressionsgebiet des Königsbachs trägt eine derartige Decke, welche sich von der Königsbachalpe aufwärts zieht bis zu den höheren Rücken der Königsthal- und Priessbergalpe.

Weiter thalab betheiligen sich Mergelschiefer allein, höher oben auch rothe Adnether Kalke an ihrer Basis, endlich die letzteren allein an der Zusammensetzung des liasischen Deckengebildes.

Die Adnether Kalke aber, immer mehr übergehend in Crinoidengestein, umhüllten den Fuss des Vorgipfels 2169 vom Reinersberg und zahllose Ueberreste und Kluftausfüllungen desselben umspinnen und überkrusten den ganzen felsigen Aufbau dieses Gipfels.

Fig. 9.



Vorgipfel 2169 Meter des Reinersberg. SO.-Seite. (Siehe Fig. 2 die NW.-Seite.)
DK = Dachstein- (Riff-) Kalk. *L* = Hierlatzkalk.

Die Erosion ist hier eben im Begriffe, den von Lias umhüllten Kern aus Dachstein-Riffkalk zu entblössen, eine alte Klippe nahe am Ufer des liasischen Meeres herauszuschälen, an welcher sich reiches organisches Leben entwickeln konnte. Gümbel suchte die höchst unregelmässige Verbreitung des Lias auf und um den Fagstein auf Faltungserscheinungen zurückzuführen [1]) und meint pag. 461, dass die welligen Schichtenbiegungen und die nicht seltenen Verschiebungen einzelner Gebirgstheile häufig Veranlassung seien, dass auf allen diesen Hochgebirgsflächen das rothe Liasgestein nicht immer im gleichen Niveau vorkommt und keine zusammenhängenden Partien bildet, welche in normaler Weise ausgebildet, wie Decken auf dem Dachsteinkalke liegen sollten.

[1]) Bayrisches Alpengebirge. Tab. XXIII, Fig. 170.

Die bereits geschilderten Vorkommen entheben mich wohl der Mühe, einer solchen Auffassung entgegenzutreten, doch möge es gestattet sein, darauf hinzuweisen, dass, wie ja genugsam bekannt, Faltungen überhaupt in dem ganzen Gebiete, wo Dachsteinkalk an dem Aufbau der grossen nordalpinen Kalkplateaus Antheil nimmt, in diesem Maasse zu den seltenen Erscheinungen gehören.

Weiter oben auf den Gipfelplateaus des Schneibstein, Reinersberg und Hochsattel ist die Erosion noch weiter vorgeschritten und die rothen Kalke, hier fast ausschliesslich Crinoidengesteine, finden sich nur mehr eingesenkt in rinnenförmigen Einschnitten von mitunter bedeutender Breite. Dort, wo diese Ausfüllungen zufällig eine der tiefen Dolinen schneiden, wodurch sehr klare natürliche Profile geschaffen werden, lassen sich die Lagerungsverhältnisse besonders deutlich studiren.

Auch mag hervorgehoben werden, dass die Richtung der in langen Kanälen abgesetzten liasischen Streifen eine völlig regellose ist. Die Bänke des Dachsteinkalkes fallen hier nach N. gegen den Bruch am Torrener Joch.

Trotzdem läuft ein derartiger Streifen von Crinoidenkalk fast vom Joch über den ganzen Rücken bis nahe zum Gipfel des Schneibsteins empor, während sich andererseits über das breite Gipfelplateau selbst und über den Reinersberg mehrere parallele Streifen in W.—O. Richtung, also im Streichen, erstrecken und auf das Plateau des Haagengebirges fortsetzen.

Noch deutlicher kommt das präliasische Relief zwischen dem Fagstein und Hochsattel zum Ausdruck. Ueber den Sattel hinweg, welcher beide Berge trennt, verbinden sich ihre liasischen Umhüllungen durch ein dichtes Netz von rothen Spaltausfüllungen, über die Wasserscheide hinweg übergreifend in das Gebiet der Hinteren Schlumalpe und Graflingschimmelalpe.

Treten jene kleinen Taschen lichter, mürber Crinoidenkalke, wie sie für das Dachsteingebirge bezeichnend sind, im Gebiete des Schneibstein seltener auf, so findet man sie reichlich vertreten auf dem langen Grat des Kallersberges. Sie laufen hier als schmale Adern quer über den Kamm und verbinden sich mit fossilreichen rothen Kalken an den SW. Abhängen dieses Berges. Eine reiche Fundstelle von Hierlatz-Ammoniten birgt der Bärensunk, jenes wüste Hochkar, das als flache Mulde an der südlichen Kallersbergscharte beginnend, immer stärker gegen den tiefen Schlund der Landthalalpe abfällt, bis es endlich durch eine Wandstufe abgeschnitten wird.

Nur an einer einzigen Stelle, dem sogenannten „Mausloch", ist es menschlicher Kunst gelungen, dem wilden Felsgemäuer einen schmalen Pfad abzutrotzen, welcher die einzige Verbindung der oberen Weideböden mit dem Obersee vermittelt. Gerade an den schwierigen Stellen stecken die rothen Crinoidenkalke voller Ammoniten und Belemniten, während lange Schwärme von Brachiopoden die grauen Felsen des Dachsteinkalkes durchziehen.

Nach der gütigen Bestimmung des Herrn Dr. Bittner herrscht unter diesen rhätischen Brachiopoden eine schöne grosse *Terebratula,* ähnlich *Ter. pyriformis Suess.* vor.

Die Liasscholle im Bärensunk lagert vollständig transgredirend in einem tiefen Graben des Dachsteinkalkes, während hoch oben auf dem südlichen Gehänge über den Schossenkogel hinweg abermals ein langer Streifen rothen Crinoidenkalkes eine Uferlinie bezeichnet.

Die zweite ausgedehnte, in allen drei Facies entwickelte Lias-Ablagerung am Ostufer des Königssees nimmt das breite Plateau der Gotzenalpe ein, wobei auch hier am Rande gegen den Dachsteinkalk des Gotzen Tauern und Laafeld Crinoidenkalk, weiter abwärts rother Plattenkalk und endlich auf der Gotzenalpe selbst vorwiegend grauer Liasmergel entwickelt ist.

Nach Süden lässt sich die zusammenhängende Decke über die Regenalpe bis zum Steilrand gegen Landthal verfolgen.

Weit verbreitet finden sich liasische Gebilde auf den Hängen und selbst auf dem Gipfel des Hohen Göll.

Die Hierlatzschichten, welche uns zunächst interessiren, überqueren als schmale Spaltausfüllungen in rothen Streifen den weissen Dachsteinkalk des Hauptgrates nicht nur dort, wo sich derselbe vom Eckerfirst aufschwingt, sondern auch, und zwar besonders schön, auf dem Gipfel selbst. Sie bilden lange rothe Bänder, welche weithin über die kahlen Hänge und selbst über den Grat hinüber verfolgt werden können und deren Natur als Spaltausfüllungen in den Ausschnitten tiefer Runsen und in den durch vortretende Rippen geschaffenen Profilen deutlich wahrgenommen werden kann. Dies tritt besonders klar hervor in der grossen Doline zwischen dem bayrischen und österreichischen Gipfel, wo die rothe Liaskalkmasse einer grossen Kluft scharf abschneidend zwischen lichtem Dachsteinkalk eingesenkt ist.

Nahe dem höchsten Gipfel auf dem Grat zum Kuchler Göll ist auch der weisse mürbe Crinoidenkalk vertreten.

Dort, wo die Gebirgskante in ihrem weiteren Verlauf über die Archenköpfe zum Hochbrett umbiegt, beginnt ein ganzer Zug in O.—W. Richtung streichender Streifen von Hierlatzschichten. Sie liegen alle auf einer Terrasse gegen das Scharitzkehlthal und entsprechen offenbar einem zweiten Zug kleiner Nester und Taschen von weissem Brachiopodenkalk, welcher sich parallel über den Grat der Archenköpfe und des Hochbrett hinzieht.

Hier am Hochbrett sind es Verwerfungen höchst complicirter Natur, mit welchen Gümbel loc. cit. Tab. XXIII, 173, die regellos zerstreuten Fetzen des Hierlatzkalkes an die ihm richtig dünkende Stelle versetzt. Allein diese Vorgänge sind, wie schon aus ihrer graphischen Darstellung zu entnehmen ist, selbst theoretisch unmöglich.

Nach Gümbel umzieht vom Königsbach her die südlichen Flanken des Göllgebirges ein zusammenhängender Streifen von Liasschichten über die Achsel-Vogelhütten, Wasserfall, Krautkaser und Mitterkaser Alm bis zum Scharitzkehlriedel, wo sie in überkippter Lagerung unter dem Dachsteinkalk gezeichnet werden, Tab. XXIII, Fig. 172, dann weiter jenseits der Zehnerbrücke um den Göllstein, bis zum Eckerfirst hinüber.

Es ist somit die ganze dem Torrener Bruch abgewendete NW.-Seite des Göll von Lias umgeben, entwickelt in der Facies von dunkelrothen Plattenkalken und Fleckenmergeln, während sein entraler Stock von langen Zügen typischer Hierlatzschichten durchschwärmt wird.

Die Lias-Vorkommen auf dem östlichen Königsseer Gebiete stehen mit jenen auf dem Steinernen Meere durch eine schmale Brücke in Verbindung.

Mitten durch den Steilabsturz des Haagengebirges gegen den Obersee zieht sich nämlich auf halber Höhe eine schmale Terrasse mit Hierlatzkalk und darüber liegenden grauen Liasmergeln bedeckt, aus dem Landthal in das Gebiet der Wildalm hinüber.

Die senkrechten Wände, welche sie überragen, tragen das schöne grüne Plateau der Laubalpe, deren reicher Vegetationsteppich seine Entstehung ebenfalls einer Scholle des rothen Liasgesteins verdankt, welches sich weiter südlich in sanften runden Terrainformen bis auf den Gipfel des Wildalpel-Riedl erhebt.

Nach Gümbel haben ausser dem lichtrothen Liaskalk, welchen ich wegen seiner innigen Verschmelzung mit den Crinoidenkalken den Hierlatzschichten zurechne, auch rothe, graue und schwärzliche, oft gelbgestreifte Schiefer und im Hangenden graue klotzige Fleckenmergel Antheil an der Zusammensetzung besagter Ablagerung. Dagegen gehören die weichen mergeligen Schiefer, welche in dem östlichen Grenzgebiete gegen den Ewigen Schnee in schmalen Streifchen verschiedenen Niveaus des Dachsteinkalkes „eingeklemmt" sind (loc. cit. pag. 462), ebenso rhätischen Horizonten an, als die äquivalenten bivalvenführenden Gebilde auf dem Nordabhang des Hohen Göll. Dr. Bittner hat dieselben Zwischenschichten nächst der Buchauer Scharte am Südrande des Steinernen Meeres beobachtet. Ohne Zweifel müssen sie als heteropische, den Kössener Schichten entsprechende Einschaltungen aufgefasst werden.

Ausser den bereits erwähnten, citirt Gümbel noch eine Reihe liasischer Fundorte im Grenzgebirge zwischen Königssee und Blühnbachthal, unter welchen jener von der Neuhüttenalpe dadurch bemerkenswerth erscheint, dass sich das in kleine nadelige Stückchen zerbröckelnde Liasgestein bis in die Scharte am Blühnbachthörl hinaufzieht, „eingeklemmt zwischen den durch gewaltige Zerrüttungen zusammengebrochenen Felsmassen des Dachsteinkalkes".

Wir wenden uns nun der Betrachtung liasischer Gebilde auf der ausgedehnten, vielfach terrassirten Hochfläche des Steinernen Meeres zu.

Hier bildet Dachsteinkalk, und zwar meist in Rifffacies ausgebildet, das vorherrschende Grundgestein, gegen welches die liasischen Ablagerungen stark zurücktreten. Nur dort, wo sich die östlichen Partien des Steinernen Meeres mit dem Haagengebirge verbinden, und zwar namentlich in der weiten flachen Mulde des Schönfelds zwischen dem Blühnbacher Kamm und dem weit gegen N. vorgeschobenen Grat des Funtensee-Tauern, breiten sich noch zusammenhängende Liasschollen aus, schon von Ferne kenntlich durch ihre relativ dichte Vegetationsdecke. Die spärlichen Denudationsrelikte derselben erstrecken sich von der geschlossenen Formationsgrenze noch ein Stück gegen die Kare der „Blauen Lacke" und bilden zusammen eine schüttere peripherische Zone von kleinen Spaltausfüllungen.

Wenn auch minder ausgedehnt, gewinnen die weiter westlich gelegenen Liasvorkommen des Steinernen Meeres dadurch an Interesse, dass die herrschende Kahlheit des Terrains in zahlreichen deutlichen

Aufschlüssen ihre so lehrreichen Lagerungsverhältnisse zur Anschauung bringt.

Die reiche Kammentwicklung des Funtensee-Tauern ist es namentlich, welche zahlreiche Profile bietet, an denen die Transgression der Hierlatzschichten sich so zu sagen von selbst demonstrirt. Leider ist gerade in diesem Grenzdistricte die Wiedergabe des Terrains auf der Specialkarte eine mangelhafte, wodurch Eintragungen in dieselbe völlig illusorisch werden.

Der Hauptkamm des Funtensee-Tauern entspricht einem von SO. nach NW. streichenden Rücken, welcher durch einen kurzen Querkamm mit dem parallelen Grat des Leiterkopfs verbunden ist.

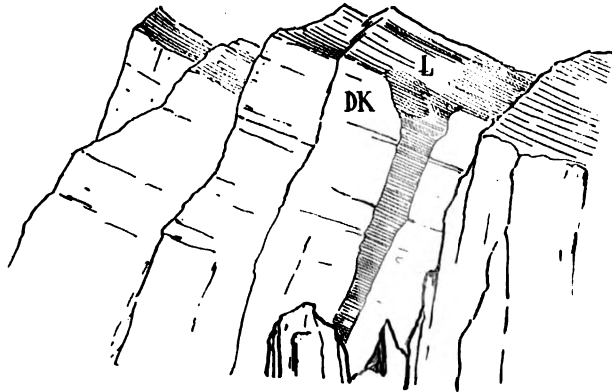
Es erscheint somit die Depression zwischen dem Tauern und Leitergrat durch einen Sattel unterbrochen, von welchem sich gegen NW. der Stuhlgraben zum Funtensee und gegen SO. ein namenloses Kar zur Vord. Wildalm abdachen.

Der Funtensee-Tauern bildet ein nur höchst undeutlich geschichtetes Massiv aus schwach SW. fallendem Dachsteinkalk, über welchen in höchst unregelmässiger Weise rother Lias-Crinoidenkalk in der Weise transgredirt, dass die SW. Hänge des Berges mit mehreren ausgedehnten Liasschollen bedeckt sind, welche sich zur „höchsten scharfen Schneide erheben", dort als mehrere Meter mächtige Masse dem Dachsteinkalk auflagern und dann, abgesetzt in tiefen Spalten des Letzteren, über die steilen NO. Wände wieder hinablaufen.

Aehnlich wie am Vorgipfel 2169 Meter des Reinersberg erscheint somit der Gipfel auf beiden Seiten mit Lias bedeckt, wobei das Mitspielen irgend welcher Störungen absolut ausgeschlossen ist.

Ein merkwürdiges geologisches Bild bilden diese prallen, weissen NO.-Wände des Funtensee-Tauern mit ihrem blutrothen Gratsaum, aus welchem schmale rothe Bänder bis an die Schutthalde herablaufen!

Fig. 10.



Funtensee-Tauern. Nordwand.
DK = Dachsteinkalk. *L* = Hierlatzkalk.

Die streifenförmigen Schollen, welche vom Grat auf der SW.-Seite bis in's Stuhlloch hinablaufen, bestehen theils aus rothem Crinoidenkalk,

theils aus dichtem, rothem Kalk, in dem ganz nahe S., unterhalb des Gipfels, zahlreiche riesige Nautilen und Ammoniten eingeschlossen sind.

Fig. 11.

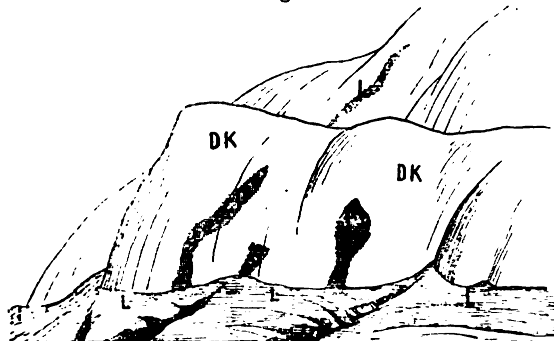


Funtensee-Tauern. Nordwand.
DK = Dachsteinkalk. *L* = Hierlatzkalk.

Eine Stelle haftet mir besonders im Gedächtnisse. Es ist eine etwa 30 Meter hohe, durch den Regen polirte und gerundete Dachsteinkalkwand, an deren Fuss, ziemlich mächtig, der rothe Lias eine Terrasse bedeckt und scheinbar unter dem lichten Kalk einfällt.

Aber der rothe Lias greift in den Dachsteinkalk ein und entsendet fingerförmige, an ihren Enden kopfartig erweiterte Fortsetzungen in denselben, welche 10 Meter hoch und 1 Meter mächtig in der Wand emporsteigen. Eine Stufe höher oben wiederholt sich die Erscheinung genau in ihrer Fortsetzung und es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, dass auch die Bänder in den jenseitigen Wänden derselben entsprechen.

Fig. 12.



Im Stuhlgraben gegen den Funtensee - Tauern.
DK = Dachsteinkalk. *L* = Hierlatzschichten.

Ebenso merkwürdig sind die Gratzähne zwischen dem G r a s k ö p f l (höchster Punkt des Tauern) und dem L e i t e r k o p f.

Sie tauchen als weisse Dachsteinkalkzacken aus einer zusammenhängenden Liasdecke, welche ihren Fuss verhüllt, klippenartig auf.

Im südlichen Hintergrunde des Stuhlgraben ragen aus den riesigen Trümmerfeldern einzelne Inseln aus anstehendem, rothem Lias empor. Dieselben bilden einen ganzen Zug, der, vielfach unterbrochen, bis an den Leiterkopf hinanreicht, dort den Gipfelkamm als breite Kluftausfüllung durchsetzt und jenseits noch ein Stück in das SO.-Kar hinabzieht. In der Tiefe

des Kars finden sich dann nur vereinzelte Reste desselben, aber an der östlichen Schulter des SO.-Endgipfels im Leitergrat klebt wieder eine ganze Scholle von Crinoidenkalk.

Die Abdachung des Tauerngrates, welcher gegen die Blaue Lacke ebenfalls einen Ausläufer entsendet, in jenes namenlose Kar ist vollständig mit Hierlatz-Schichten bedeckt.

Mehr als 500 Meter tiefer finden sie sich auf dem Rücken des Hocheck wieder, schon ganz nahe an der grossen Liasmulde im Widalm-Gebiete.

An der Zusammensetzung der bis nun betrachteten liasischen Ablagerungen auf dem Funtensee-Tauern betheiligt sich ausser einem sehr feinkörnigen Crinoidenkalk, welcher die echten Hierlatzschichten vertritt, ein vollkommen dichter, rother, muschelig brechender Kalk, an dessen Oberfläche sehr viele Mangankrusten herauswittern. Ein grosser Theil des Letzteren entbehrt jeder Schichtung und kann bezüglich seiner Lagerungsverhältnisse vom Hierlatzkalk, mit welchem er durch Uebergänge verbunden ist, nicht getrennt werden. Wo sich aber der dichte Kalk zu grösserer Mächtigkeit entfaltet, tritt allmälig die Absonderung in Bänke und endlich plattenförmige Schichtung ein, so dass man die Adnether Facies vor sich hat.

Der Funtensee-Tauern ist aber ausserdem noch ausgezeichnet durch das Vorkommen einer Partie von grauem Lias in der Form von dünnplattigen, grauen Kalken mit schmalen Einlagen von Hornstein, über welchen sich dann eine ziemlich mächtige Hornsteinbreccie einstellt. Letztere enthält zahlreiche Brocken eines zersetzten, mergeligen Gesteins. Die ganze Ablagerung befindet sich entschieden im Hangenden der rothen Kalke, beschränkt sich auf einen schmalen Streifen im Stuhlgraben und reicht einerseits bis gegen den Funtensee hinab, andererseits hoch hinauf an den SW.-Abhängen des Tauern.

Der ganze Lias wird im unteren Theil des Stuhlgraben abgeschnitten durch einen schon von Gümbel constatirten Aufbruch älterer triadischer Gesteine. Die beiden Gräben, welche am SO.-Ende des Funtensee - Kessels aus dem Gebirge herabkommen und von welchen der nördliche Stuhlgraben genannt wird, schliessen nämlich einen niederen Rücken aus unterem Dolomit ein, an dessen nördlichem Fuss ein schmaler Zug von Werfener Schiefer herauskommt. Ohne Zweifel verdankt die kleine ältere Insel ihr Emportreten an die Oberfläche des Plateaus einem mit der Linie Funtensee-Stuhlgraben zusammenfallenden Bruch, dessen Fortsetzung nach NW. und SO. dadurch unkenntlich wird, dass hier die Sprunghöhe geringer wird und so beide Flügel der Verwerfung nur mehr aus Dachsteinkalk bestehen.

Die Erscheinung, dass Werfener Schiefer auf so mächtigen Plateaugebirgen bis an die Oberfläche emporgehoben wurden, wiederholt sich, wiewohl in minder auffallender Weise im Berchtesgadener Hochlande noch in jener tiefen Gebirgsspalte, welche vom Obersee über die Landthalalpe zur Seeleinalpe emporzieht. In diesem ausserordentlich tiefen, rechts und links von hohen senkrechten Wänden eingeschlossenen Graben trifft man oberhalb der oberen Landthalhütte unerwartet auf einen reichlichen Aufschluss von Werfener Schiefer.

Weiter ober- und unterhalb ist die Grabensohle allerdings ganz mit Geröll verschüttet, aber in ihrer Fortsetzung treten sowohl auf der

Seeleinalpe als tief unter der unteren Landthalalpe schmale Züge von Dolomit auf, welche im Verein mit dem Aufschluss der Werfener Schiefer eine NS.-Bruchlinie andeuten.

Die Bruchlinie am Funtensee dagegen gehört vermöge ihrer Lage einem ostwestlichen Bruchsysteme an, dessen Aeusserungen für die Orotektonik des Königsseer Gebirges von grosser Bedeutung sind.

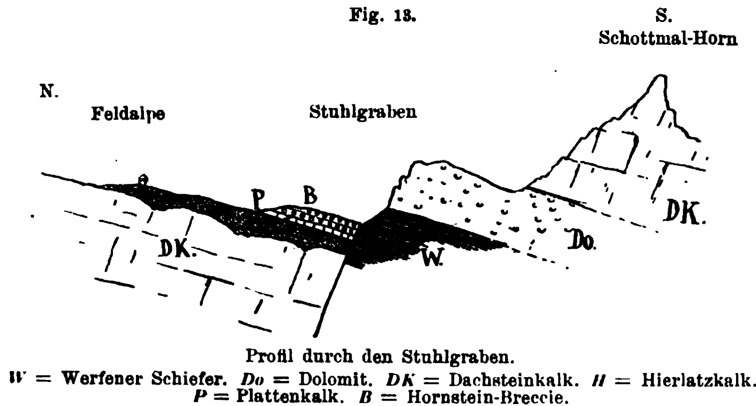
Demselben gehören die grossen Störungslinien an, welche das Watzmann-Hochkalter Massiv einerseits vom Steinernen Meer, andererseits von der Reiteralpe trennen.

Unter ganz eigenthümlichen Lagerungsverhältnissen tritt der Hierlatzkalk auf der NW.-Abdachung des Funtensee-Tauern auf. Mitten in den Dachsteinkalkwänden, welche dieser Berg dem flachen Sattel der Feldalpe zuwendet, bemerkt man schon von Weitem mehrere intensiv rothe Partien von scheinbar ganz regelmässiger Begrenzung. Sie bilden theils Dreiecke, theils regelmässige Quadrate, deren Orientirung in der lichten Wand jedoch ganz regellos ist.

Auch hier greift Gümbel zur Erklärung der gewiss seltsamen Erscheinung zu complicirten Verwerfungen, wiederholten Brüchen und horizontalen Verschiebungen, als deren Endresultat die sonderbaren geometrischen Figuren in der NW.-Wand des Funtensee-Tauern zu betrachten wäre. [1])

Ich halte die in Rede stehenden Gebilde für die zufällig so regelmässig umrissenen Reste einer liasischen Decke, welche durch Einhüllung der ganzen Stuhlwand vor ihrer theilweisen Abtragung ein besonders schönes Beispiel der Lias-Transgression dargeboten haben muss. In der seichten Mulde „am Feld" treffen wir wieder eine grössere zusammenhängende Decke von Lias, und zwar in allen hier besprochenen Typen, so dass ein Profil durch die Feldalpe südlich zum Schottmalhorn, nicht nur die Transgression der Hierlatzschichten und Auflagerung des dichten, rothen Kalks und des grauen Lias, sondern auch die Bruchlinie im Stuhlgraben und das Auftreten von Werfener Schiefer und Dolomit zur Anschauung bringt.

Fig. 13.



Profil durch den Stuhlgraben.
W = Werfener Schiefer. Do = Dolomit. DK = Dachsteinkalk. H = Hierlatzkalk. P = Plattenkalk. B = Hornstein-Breccie.

Der rothe Lias der Feldalpe erstreckt sich übrigens über die Hänge N. oberhalb des Stuhlgraben bis zum Funtensee, begleitet von

[1]) Loc. cit. pag. 462, Tab. XXIII, 171.

einzelnen isolirten Streifen, deren Fortsetzungen bis auf den Simmetsberg verfolgt werden können.

Auch südöstlich vom Grünsee steht eine kleine Partie von rothem Crinoidenkalk an, ein isolirter Kopf in der Schutthalde der Moosscheibe, wahrscheinlich einst im Zusammenhange mit einem langen Streifen, welcher sich vom Sattel NO. oberhalb des Sees zum Sagereckboden hinabzieht.

Endlich möge aus dieser Gegend noch jenes Liasband Erwähnung finden, das auf einer Terrasse den ganzen Nordfuss der Hochscheibe umzieht und in die grosse Liasdecke des Schönfeld einmündet.

Unter den weiteren Vorkommen von rothen Liaskalken auf dem Steinernen Meer verdient jenes am Rothwandl 2242 Meter am Wege vom Funtensee zur Ramseider Scharte, vermöge seiner merkwürdigen Lagerungsverhältnisse die meiste Beachtung.

Das Rothwandl bildet nämlich mitten auf dem flachwelligen Plateau einen niederen aber breiten Kopf, dessen nördlicher, westlicher und südlicher Fuss von einem schmalen Streifen des rothen Crinoidenkalkes umzogen wird, während ein schmaler Lappen davon derart über den Rücken des Hügels hinwegzieht, dass man auf den ersten Blick und ohne Kenntniss dieser Verhältnisse auf eine grosse Ueberfaltung schliessen möchte. Weiter herab gegen den Vichkogl am Funtensee fehlen die Crinoidenkalke und werden durch bunte Trümmerkalke und Breccien ersetzt, deren rothe Farbe sie leicht von Ferne mit den Hierlatzschichten verwechseln lässt.

Um so ausgebreiteter finden wir den rothen Lias im westlichen Theil des Steinernen Meeres, wo zwei grössere Complexe davon in nördlicher Richtung über den Schönbichl 1830 Meter hinstreichen, dessen breiter Rücken sogar schon vom Hohen Göll gesehen, durch seine rothe Farbe auffällt. Offenbar einst damit zusammenhängend, liegen auf dem kleinen und am Fusse des grossen Gjaidkopf, dann am Fusse der südlichen Hundstodwände noch mehrere kleine Züge von Hierlatzschichten zerstreut und breiten sich auch vom Schindlkopf 2353 Meter gegen die Diessbachscharte zwei zungenförmige Streifen von rothem Liasgestein aus.

Das letzte Vorkommen in W. des Steinernen Meeres findet sich am Seehorn, 2320 Meter, abgeschnitten durch die grosse Bruchlinie, welche aus dem Thal der Eiskapelle vom Königssee heraufkommend, über den Pass Trischübel und am Rothleitenkopf vorüber, den Gebirgskamm zwischen Seehorn und Palfelhorn durchschneidet und längs dem Weissbachthal zum Hirschbichl zieht.

Es bildet einen langen Streifen von Crinoidenkalk, der von der Hochwiesalpe am Seehorn vorbei in's Weissbachthal hinüberstreicht und so die unmittelbare Verbindung mit den ausgedehnten liasischen Ablagerungen im Weissbachthale herstellt.

Die liasischen Absätze auf dem Watzmannstock beschränken sich auf ein kleines Gebiet im Süden der Bruchlinie des Klingerkopf.

Sie treten uns in derselben Ausbildung entgegen, als auf den tieferen Stufen des östlichen Königsseer Gebietes und gliedern sich blos in den liegenden, knolligen rothen Plattenkalk der Adnether Schichten und die hangenden dunkelgrauen Mergelschiefer.

Letztere ruhen theilweise unmittelbar auf Dachsteinkalk, wie dies am Eichenkopf östlich von der Kührainalpe zu beobachten ist und führen einen derartigen Gehalt an fein vertheilter Kieselsäure, dass sie in förmliche Hornsteinbänke, den Spongienlias des Salzkammergutes, übergehen.

Meistens aber werden sie von den rothen Adnether Kalken unterlagert, deren rothe Bänke, einen Saum um die mergelige Ablagerung bildend, auf der Herrenrainalpe und Schappachalpe zu Tage treten und seinerzeit zu baulichen Zwecken verwendet wurden.

Die liasische Decke des Watzmann erstreckt sich zu beiden Seiten jener Wasserscheide, welche sich vom Eichenkopf nördlich gegen den Klingerkopf hinzieht, sowohl auf die dem Königssee und Klingergraben zugewendeten Stufen, als auch auf die Hänge gegen den Schappachgraben. Auf der Grathöhe selbst durchbricht der Dachsteinkalk vielfach seine weiche, wasserreiche Mergeldecke.

Crinoidengesteine, deren Vorkommen auf den nach N. geneigten Schichtflächen des Dachsteinkalks am Watzmannrücken wohl zu vermuthen war, konnte ich nur an einzelnen rothen Blöcken oberhalb der Falzalpe nachweisen, ohne dass es gelungen wäre, sie auch anstehend zu treffen.

Eine um so grössere Verbreitung finden dieselben auf dem Westgehänge des Steingebirges gegen das Hinterseethal, wo sie sich nach Gümbel vom Fuss des Hirschbichl über die Marxklamm bis zur Eckaualpe und in's Wimbachthal fortsetzen. Eine mehr oder weniger mächtige Decke von grauem Liasmergelschiefer begleitet hier den rothen Kalk im Hangenden, an verschiedenen Stellen, so namentlich an der Lahnbrücke und bei dem Wachthaus Engert aufgeschlossen (loc. cit. pag. 459, Tab. XXVII, 195.

Auf dem Gehänge des Hochkalter gegen den Hintersee traf ich, wie Gümbel, zunächst auf die hangenden grauen Liasmergel und erst höher oben am Gehänge auf den rothen Crinoidenkalk, welcher hier Ammoniten führt und auf sehr deutliche Art das transgredirende Ueberrinden des Dachsteinkalks wahrnehmen lässt. Das Steingebirge bildet gegen das Hinterseethal eine gewaltige Flexur, an deren Fuss einzelne Lappen der zweifachen Liasdecke erhalten blieben. Die vielen steilen Gräben schliessen überall den Dachsteinkalk auf, während der Lias nur auf den dazwischen liegenden breiten Rücken vorhanden ist.

Die grauen, oft Hornsteinknollen führenden, plattigen Mergelgesteine beschränken sich dabei durchwegs auf die Tiefenlinie, wo sie unmittelbar an den Dolomit der Reiteralpe stossen. Die (stratigraphisch) tieferen rothen Crinoidenkalke dagegen bilden einen Saum auf halber Bergeshöhe über die Alpen Sommerau, Stiermais, Rothpalfen, Fludermais und Rubenmais zur Eckaualpe.

Herr Prof. Penck theilte mir freundlichst den Fund zahlreicher, meist kleiner unterliasischer Ammoniten an einer, offenbar dieser Zone angehörigen Localität zwischen Eckau- und Schartenalpe S. Ramsau, mit.

Ueber den Hirschbichl hinweg verbinden sich die liasischen Ablagerungen im Berchtesgadner Lande mit jenen ausgedehnten, gleichalterigen Schichten, welche einen so massgebenden Einfluss auf die südlich anschliessende Landschaft im Weissbachthal ausüben.

Hier herrscht das graue Liasgestein weitaus vor und erstreckt sich einerseits hinab bis Frohnwies, wo es vom rothen Liaskalk unterteuft ist und anderseits hinüber auf die weiten, saftigen Almböden der Kaltbrunnalpe bis gegen die Diessbachscharte. Das südliche Gehänge des Steingebirges dagegen zeigt eine grosse Ausdehnung des rothen Liasplattenkalkes, an dessen Rand überall die lichten Hierlatzschichten den Dachsteinkalk überkleiden.

Verhältnissmässig viel weniger verbreitet, als man aus der grossen Ausdehnung seiner von zahlreichen Alpen belebten Hochfläche zu schliessen geneigt wäre, tritt der Lias auf dem Reiteralm-Gebirge auf.

Als zusammenhängende Decke finden sich liasische Sedimente nur in unmittelbarer Nähe der Reiteralpe selbst.

Sie bilden hier eine flache, von einigen secundären Störungen durchzogene Mulde, an deren Zusammensetzung sich über dem Dachsteinkalk zunächst eine grobe, meist röthlich gefärbte Breccie betheiligt, welche nördlich von der Bodenrainalpe allein den Lias vertritt.

Die Breccie wird nach oben zu immer feiner und geht allmälig in einen feinen, bräunlichgelben bis gelbrothen Crinoidenkalk über, der sich durch sein Aussehen von dem rothen Crinoidenkalk benachbarter Districte unterscheidet. Als Hangendes folgt endlich der weiche, lichtgraue Liasmergel, dessen Auftreten für die Alpenwirthschaft von grosser Bedeutung ist.

Das Verhalten der Liegendbreccie zum Dachsteinkalk und zum Crinoidenkalk, ihr Eingreifen in die unregelmässige Oberfläche des Ersteren und ihr allmäliger Uebergang in den Letztern, stellt die Localität Reiteralpe unter jene Punkte, an welchen die liasische Natur jener weit verbreiteten bunten Breccien und Trümmerkalke mit Sicherheit nachgewiesen ist.

Dagegen wird es schwer, die Vermuthung Gümbel's, loc. cit. pag. 458, zu theilen, wonach die häufigen Vorkommen von Bolus ebenfalls als Vertreter des rothen Lias aufgefasst werden könnten.

Den übrigen Theilen der nördlichen niederen Stufe des Gebirges scheinen liasische Ablagerungen, insofern sie sich nicht allein auf die rothen Breccien erstrecken, zu fehlen.

Auf dem hohen südlichen Randwall aber kommen, wenn auch spärlich, einzelne streifenförmige Spaltausfüllungen der Hierlatzschichten vor.

So fand ich in den *Rhynch. pedata* führenden Dachsteinkalken des Prinzkogl auf dem Reitersteinberg derartige Ausfüllungen weisser oder blassrother Crinoidenkalke mit kleinen Brachiopoden ziemlich verbreitet.

Auf dem Lattengebirge vermehren sich die Schwierigkeiten einer Ausscheidung des Lias durch das Hinzutreten von petrographisch ähnlichen Gesteinen, den Hippuritenkalken der Kreide, — doch vermuthet Gümbel das Auftreten von lichtrothem Lias auf dem Steige von der Moosenalpe zur Lattenalpe.

Die Liasschichten des Untersberges wurden in der Streitfrage nach dem Alter der Plateaukalke und nach der Möglichkeit einer Trennung und Ausscheidung derselben (siehe oben) vielfach als Anhaltspunkte für eine stratigraphische Gliederung des mächtigen Bergstockes benützt. Ohne uns auf diese vielleicht noch nicht endgiltig entschiedenen Fragen einzulassen, genüge uns der mehrfach erbrachte, in letzter

Zeit auch durch Dr. Bittner's Angaben[1]) gestützte Nachweis, dass der Lias des Untersbergplateaus in Hierlatzfacies entwickelt ist und dass die rothen Liaskalke an mehreren Stellen der Hochfläche und ihrer Abhänge als Adern und Kluftausfüllung geradeso auftreten, wie im Salzkammergut.

Fasse ich nun die Ergebnisse der einschlägigen Untersuchungen im Gebiete von Berchtesgaden zusammen, so gelange ich zu folgenden Schlüssen.

Die für das Salzkammergut nachgewiesene Transgression der Hierlatzschichten über dem Dachsteinkalk, charakterisirt durch das wurzelförmige Eingreifen des ersteren in den Dachsteinkalk, gilt auch für das Hochgebirge von Berchtesgaden.

Jene dichten, rothen Kalke, welche allmälig in die Plattenkalkfacies der Adnether Schichten übergehend, im Salzkammergut nur in beschränktem Maasse mit den Hierlatzschichten in Verbindung treten, participiren auf dem Göll, Haagengebirg und Steinernen Meer in ausgedehnter Weise an der Ausfüllung präliasischer Hohlräume.

Es stellen sich hier zum ersten Male im Hangenden des rothen Lias jene groben Hornsteinbreccien ein, welche weiter westlich auf dem Sonnwendjoch ein wesentliches stratigraphisches Element des Lias bilden.

Aber auch in Bezug auf die relative Verbreitung der Liasfacies ergeben sich einige, allerdings nur graduelle, Unterschiede gegenüber der östlichen Entwicklung, darin bestehend, dass einerseits die gegenseitigen Ueberlagerungen von Hierlatzfacies, Adnetherfacies und Mergelfacies im Berchtesgadener Hochgebirge eine häufigere ist, dass aber auch anderseits die beiden letztgenannten Typen durchschnittlich grössere Mächtigkeit erlangen. Immerhin waren wir auch hier in der Lage, Verhältnisse nachzuweisen, welche geeignet sind, den Eingangs besprochenen Einfluss des präliasischen Reliefs auf die Differenzirung des Sediments darzulegen.

Lias in der Rofangruppe am Achensee.

Reichen auch die ersten Angaben über das Auftreten von Lias in der Rofangruppe ziemlich weit zurück und begegnen wir in der Literatur mehrfach wiederkehrende Notizen über dasselbe, so wurden seine Lagerungsverhältnisse noch in jüngster Zeit arg misskannt.

In Nr. 11 der Verhandlungen für 1884, pag. 204 publicirt Herr H. Lechleitner eine Notiz über den Gebirgsstock des Sonnenwendjoches im Unterinnthal (Tirol) worin er erklärt, dass die Grenzlinie zwischen dem Dachsteinkalk und weissen Lias, welche mit geringen Ausnahmen die höchsten Grate des Gebirges bilden, nicht zu bestimmen sei, da beide Gesteinsarten petrographisch nicht unterschieden werden können.

Die einschränkende Bemerkung auf pag. 206 jedoch, wonach die Unterscheidung nur dort, wo Versteinerungen, namentlich Encrinitenkalk oder „jener knollige, viel Brauneisenstein und Manganputzen enthaltende Kalk" auftreten, möglich ist, war ganz geeignet, die Vermuthung wachzurufen, dass auf dem Sonnwendjoch ähnliche Verhältnisse

[1]) Zur Geologie des Untersberges. Verhandlungen 1885, pag. 282.

vorliegen, wie auf dem Hierlatz. Auf Wunsch des Herrn Oberbergrathes v. Mojsisovics unternahm noch im selben Sommer mein Freund Dr. Carl Diener eine Tour auf das Sonnwendjoch, deren Ergebnisse in seiner Arbeit: Ueber den Lias der Rofangruppe im Jahrbuche 1885 der Anstalt, pag. 27—36 niedergelegt wurden und als volle Bestätigung der ursprünglichen Vermuthung betrachtet werden müssen.

Bekanntlich bildet Haupt-Dolomit, über welchen sich ein nur wenig mächtiges Band von Kössener Schichten legt, das wesentlichste stratigraphische Element in dem Aufbau der Rofangruppe.

Die durch weiche Weideterrassen gekennzeichneten Aufschlüsse von Kössener Mergeln sind besonders auf der Ost- und Nordseite des Gebirges um den Zireiner See und die Alpe Ampmoos verbreitet und werden von den lichten wallartigen Massen des die höchsten Gipfel zusammensetzenden Dachsteinkalkes überragt.

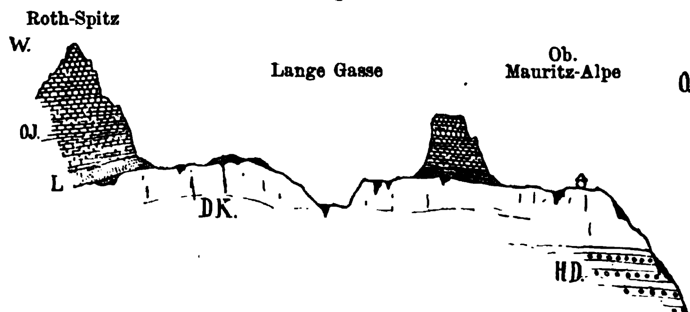
Eingeschlossen zwischen dem Dalfatzer Joch im W. und dem Spieljoch im O. breitet sich am südlichen Fuss des Hochiss, 2296 Meter, das Muldengebiet der Mauritzalpe aus, auf welcher die Lagerungsverhältnisse des Lias in bewunderungswürdiger Weise aufgeschlossen sind.

Der ganze, zum grossen Theile in Karrenfeldern des Dachsteinkalkes entblösste Alpenboden wird von zahllosen Nestern, Taschen und Kluftausfüllungen des rothen Hierlatzkalkes und Adnether Kalkes durchzogen, deren Natur sich besonders an dem Steilrande gegen die untere Alpe klar enthüllt.

Eingesenkt in grabenartige Rinnen des Dachsteinkalkes, häufig auch eingreifend in Nischen mächtig überhängender ausgebauchter Felsen, findet sich überall das Anstehende einer Masse herumliegender Blöcke von rothem Crinoidenkalk, dessen transgredirendes Auftreten sich durch sein Uebergreifen auf den Hauptdolomit noch deutlicher manifestirt. Auf halber Höhe zwischen dem Unter- und Oberläger der Mauritzalpe fand ich nämlich eine grosse Kluft des Hauptdolomits mit rothem Crinoidenkalk erfüllt.

Ueberschreitet man jedoch das niedere grüne Joch im Norden der oberen Mauritzalpe und betritt jenes grosse Kar, das sich unmittelbar zu Füssen des Hochiss ausbreitet, so treten alle Verhältnisse in ein Bild vereinigt klar vor Augen.

Fig. 14.



Profil durch die Mauritz-Alpe.
HD = Haupt-Dolomit. *DK* = rhät. Dachsteinkalk. *L* = Lias. *OJ* = Oberalmer Schichten

Es stellt sich der Hochiss als der Scheitel einer aufgebrochenen Anticlinale dar, deren beide Flügel vom Lias und Oberen Jura des Dalfatzer Joch (W.) einerseits und des Spieljoch (O.) andererseits bedeckt werden.

Die herrschende Kahlheit erleichtert wesentlich das Verständniss unserer Lias-Transgression über den lichten Dachsteinkalk und gestattet auch die präcise stratigraphische Gliederung des Jura. Es folgen hier über dem Dachsteinkalk zunächst bräunliche, dann lichtrothe Crinoidenkalke, rothe Plattenkalke mit Manganputzen, rothe, grünlich gefleckte Mergelschiefer, endlich Breccien und grobe Conglomerate mit vielen Hornsteinen.

Darüber thürmen sich noch mächtige dünnschichtige Absätze der oberjurassischen Hornsteinkalke auf und bilden die scharfen Grate des Roth Sp., Dalfatzer Joch und Spieljoch.

Von beiden Scharten im W. und O. des Hochiss ziehen isolirte Schollen von rothem Crinoidenlias in das Kar herab, auf dessen weissen Plattenlagen ihre verschlungenen rothen Wurzeln sonderbare Flecken und Striemen bilden, eine Stelle, welche schon Pichler[1]) aufgefallen ist. Mitten durch das Kar läuft eine flache Rinne, die lange Gasse, deren Boden und Seitenwände ebenso mit einzelnen Hierlatzfetzen ausgekleidet sind, als die Oberfläche des Kars selber.

Die Annahme von Störungen, welche etwa zur Erklärung dieser Erscheinungen herbeigezogen werden könnten, wird sofort haltlos, sobald man den Gipfel des Hochiss selbst ersteigt und sieht, wie die rothen Crinoidenkalke die Spitze überziehen und sowohl auf der Nord-, als auch auf der Südseite breite und tiefe Hohlräume des Dachsteinkalkes erfüllen und alle einspringenden Winkel auskleiden.

Dass neben den Crinoidenkalken, wie auf dem Steinernen Meere, auch hier die dichten rothen, Mangan- und Brauneisenstein-Putzen führenden Adnether Kalke an der unregelmässigen Lagerung theilnehmen, möge noch besonders erwähnt werden.

Der Lias der Mauritzalpe ist durch Pichler als Fundort von Fossilien bekannt geworden, deren Deutung für ein hohes unterliasisches Niveau spricht.

Ganz übereinstimmend ergaben auch die Funde von Gümbel, Lechleitner und Diener für die übrigen Vorkommen von Hierlatzschichten auf der Rofangruppe ein Niveau ganz ähnlich jenem des Hierlatz.

Von der Mauritzalpe zieht ein grüner Alpenboden zwischen Spieljoch und Rosskopf einerseits und Heiderstellwand andererseits NO. gegen das Massiv des Rofan.

Seine stark erodirten Seitenhänge gegen Spieljoch und Heiderstellwand weisen überall rothe Liastaschen im lichten Dachsteinkalke auf, sein Grund aber wird von einer nahezu continuirlichen Ablagerung aus festen bräunlichen, deutlich gebankten Crinoidenkalken bedeckt, über welchen ziemlich mächtig die an ihrer Basis röthlichen und lichtgrün gefleckten, im Hangenden aber grauen Fleckenmergel anstehen. Letztere bilden die Basis für die am Rosskopf in abenteuerliche Zinnen ausgewaschenen Oberalmer Schichten.

[1]) Jahrb. d. geolog. R.-A. 1856, VII, pag. 732.

Die ganze Mulde aber mag als Beispiel einer jener uralten Oberflächen gelten, welche, durch jüngere Auflagerungen geschützt, so lange Zeit erhalten blieben, bis die Erosion zu ihr herabgelangt ist und durch ihre modellirende Thätigkeit das ursprüngliche Relief vor unseren Augen blosszulegen beginnt.

Noch ist sie mit ihrer Arbeit nicht zu Ende, noch kleben da und dort in den einspringenden Winkeln des festen Grundgebirges einzelne Schollen der Umhüllung, noch hat sie die tiefen Spalten und Löcher nicht auszuräumen vermocht, in welchen das nivellirende Sediment zum Absatz gelangte.

Aber gerade dieses Stadium vermag unserer Vorstellungsgabe die wesentlichste Unterstützung zu bieten, sobald wir es versuchen, im Geiste die Morphologie des alten liasischen Meeresbodens zu reconstruiren. Jenes Karrenfeld mit seinen Rippen und Rillen, durch welches sich in wunderlichen Verschlingungen der rothe Crinoidenkalk und lichte Dachsteinkalke hindurchziehen, scheint nur auf den ersten Blick ein Bild der Regellosigkeit zu sein.

Bei genauer Prüfung vermögen wir gar bald ein Hangendes und Liegendes zu unterscheiden und genau zu verfolgen, wie der rothe Kalk den weissen überlagert, wie er sich an Rippen und Rillen des letzteren anschmiegt, welche ohne das recente Karrenfeld unserer Beobachtung gänzlich entzogen wären.

Wenn daher mein Freund Dr. Carl Diener loc. cit. pag. 31 von einem präliasischen Karrenfeld spricht, möge dies immerhin wörtlich genommen und um so weniger befremdlich gefunden werden, als auch an heutigen kalkigen Meeresküsten karrenähnliche Auswaschungen wahrzunehmen sind. Anerkennt man die Transgression des Lias, so steht übrigens der Annahme, dass die Erosion damals ebenso gewirkt wie heute, nichts im Wege.

Ueber das Gruberschartl zwischen dem Rosskopf 2226 Meter und der Grubenspitze 2136 Meter gelangen wir aus dem geschilderten Alpenboden in ein neues Ablagerungsgebiet von Lias, in das Kar der Gruber Lacke, welches im N. durch den langen Grat des Rofan abgeschlossen wird.

Auch hier tritt uns die Transgression auf schlagende Weise entgegen.

Unabhängig von dem Schichtenfall des Dachsteinkalkes finden sich sowohl in der Sohle als auch auf beiden Gehängen dieser Mulde mehr oder weniger zusammenhängende Schollen, grössere und mächtigere Complexe oder auch nur in Spalten geborgene Residua einer liasischen Serie, sehr verschiedenen petrographischen Charakters.

Der Annahme einer faciellen Gliederung desselben Niveaus jedoch, wie sie von meinem Freunde Diener hervorgehoben (loc. cit. pag. 29) und wie sie Lechleitner[1]) beobachtet haben will, kann ich mich für diese Localität nicht anschliessen.

Ebenso wie auf dem Hochiss überlagern hier die Mergel den Adnether Plattenkalk und das Nebeneinandervorkommen verwandelt sich mit Berücksichtigung des östlichen Einfallens in eine Ueberlagerung.

[1]) Verhandl. 1884, pag. 205.

Der lange Kamm des Rofan besteht, wie einzelne hervorragende Klippen, auf deren einer die Triangulirungspyramide selbst aufgerichtet ist, aus Dachsteinkalk. Der Umstand, dass dieser Dachsteinkalk, wie ich an mehreren, durch Lithodendren und Megalodonten wohl charakterisirten Aufschlüssen constatiren konnte, Hornsteinknollen enthält, kann leicht zur Verwechslung mit dem grauen Hornsteinkalk des Lias, welcher ganz nahe — aber deutlich über dem rothen Lias — auftritt, führen.

Es ist nun höchst bezeichnend, wie sich der Lias auf dem Rofangrat zum Dachsteinkalk verhält.

Er umhüllt nämlich den ganzen Gipfel so, dass er nicht nur die ganzen Hänge gegen die Gruber Lacke überzieht, sondern auch jene Terrassen bekleidet, welche gegen N. zur Ampmoosalpe abfallen.

Ganz dieselbe Erscheinung kann man auch auf dem Grate des Rosskopf beobachten. Auch hier ist der Lias nicht auf eine Seite des Grates beschränkt.

Hinsichtlich seiner lithologischen Ausbildung tritt der Lias am Rofangipfel in Form eines groben Conglomerates auf, dessen mitunter faustgrosse Elemente häufig aus krystallinischen Geschieben bestehen.

Man könnte über das Alter dieses Conglomerates, welches häufig ein mehr breccienartiges Aussehen annimmt, im Zweifel sein, wenn nicht hie und da eingeschaltete Lagen von mürbem, rothem Crinoidenkalk mit den bezeichnenden unterliasischen Brachiopoden ein sicheres Kriterium abgeben würden.

Dass die Breccie mitunter auch Trümmer von Crinoidenkalk enthält, kann noch lange nicht für eine Zutheilung derselben zum oberen Jura benützt werden, wie dies von Lechleitner geschehen ist, und beweist nur, dass sie jünger ist, als die ältesten Crinoidenkalke der Hierlatzschichten. Damit ist nun der Umstand recht gut in Einklang zu bringen, dass die Einlagen von Crinoidenkalk an der Basis, die eingeschlossenen Trümmer davon aber höher oben gefunden werden.

Hier, wo die Breccie unmittelbar den Dachsteinkalk umlagert, kann man allerdings von facieller Differenzirung sprechen und die Rofanspitze als wellenbrechendes Felsriff auffassen, an welchem diese unruhige Ablagerung zusammengeworfen wurde, während an geschützteren Stellen Crinoidenkalke und Adnetherkalke zum Absatz kamen.

Vom Rofan zieht sich der Lias über den langen Grat des Sonnwendjoch 2226 Meter hin und füllt die weich geformten Scharten aus, zwischen welchen weisse Klippen von Dachsteinkalk aufragen. Er bekleidet auch die westlichen und südlichen Hänge dieses Berges in zusammenhangslosen Schollen, deren Trümmer sich in dem Thal der Gruberlackenalm überall vorfinden und welche durch den wilden Bergsturz Rettengschöss ihre Blöcke bis in die Sohle des Innthales verstreut haben.

Anschliessend an den Rofangipfel sind es zunächst rothe Liasmergel, welche die weissen Gratzacken des Vorderen Sonnwendjoch umlagern. Leider verhüllen ihre weichen Verwitterungsprodukte alle tiefer einschneidenden Aufschlüsse, wodurch es schwer wird, zu entscheiden, ob sie der Breccie oder unmittelbar dem Dachsteinkalk auflagern.

Wahrscheinlich dürften jedoch die Mergel auf einem Aequivalent der Breccie, auf den reinen Crinoidenkalken, auflagern, wie wir dies im Kar der Gruberlacke, im Alpenboden zwischen Spieljoch und Heiderstellwand und am Hochiss beobachten konnten.

Aus der Umgebung der Gruberlacke ziehen sich die Liasschichten gegen die Gruberlacken-, und in vereinzelten Partien bis auf das tiefere Gehänge gegen die Altbühelalpe.

Daselbst befindet sich eine merkwürdige Stelle, welche sehr an die durch Deslongchamps in der Normandie entdeckten Verhältnisse erinnert und von welchen Dr. C. Diener (loc. cit. pag. 28) einen gelungenen schematischen Durchschnitt entwirft.

Es ist eine Doline im Dachsteinkalk, von rothem Lias derart ausgefüllt, dass sich an die einstige Oberfläche zunächst eine Breccie aus eckigen Fragmenten von Dachsteinkalk, dann ein lichter Crinoidenkalk anschliesst, während der Kern der Ausfüllung aus ungeschichtetem rothem Ammonitenkalk besteht.

Dieses Verhalten ist selbst den Sammlern im Dachsteingebiete bekannt und wird von ihnen bei der Aufsammlung von Ammoniten in den Hierlatzschichten benützt.

In dem Graben, welcher von der Gruberlackenalm zum Grubersee hinaufzieht, befindet sich etwa 10 Minuten oberhalb der Alpe, am Fusse des rechten Gehänges eine grosse Platte von rothem, dichtem, Manganputzen führendem Kalk, aus welchem grosse Cephalopoden auswittern. Grosse Phylloceraten und Lytoceraten walten darin neben zum Theil riesigen Nautilen vor.

Allein der schlechte, durch Verdrückung und grober Erzüberrindung modificirte Erhaltungszustand erschwert deren genaue Bestimmung.

Dr. Diener fand hier *Nautilus cf. striatus Sow*, *Nautilus nov. sp.*, *Aegoceras planicosta Sow.*, *Lytoceras cf. Francisci Opp.* und ein zweites kleineres *Lytoceras*; ich selbst konnte mit Hilfe des Hammers blos ein grösseres *Lytoceras* und ein *Phylloceras* gewinnen, welches in die Formenreihe des *Phyll. heterophyllum* gehören dürfte.

Daraus geht nun allerdings nicht mehr hervor, als dass der Horizont beiläufig an die Grenze zwischen dem unteren und mittleren Lias zu verlegen sei, immerhin genug, um die Crinoidenkalke des Sonnwendjoch als Aequivalente der älteren in Hierlatzfacies entwickelten Liasbildungen ansehen zu dürfen.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Taf. I.

Tafel-Erklärung.

Taf. II.

Fig. 1. *Argiope decollata Chemn.* Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 210 [70].

Fig. 2. *Cistella cf. Neapolitana Sc.* Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 212 [72].

Fig. 3. *Argiope nummulitica n. sp.* Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 211 [71].

Fig. 4. *Terebratulina sp., aff. parva Matyasz.* Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 210 [70].

Fig. 5, 6. *Thecidium mediterraneum Risso.* Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 213 [73].

Fig. 7, 8. *Nummulites Boucheri de la Harpe.* Vergrössert und in natürl. Grösse. Die Durchschnitte zu dieser Art im Texte pag. 206. pag. 205 [65]

Fig. 9 *Nummulites semicostata Kaufm.* Dickes, junges Exemplar, vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 207 [67].

Fig 10 *Nummulites Boucheri de la Harpe.* Dicke Varietät, vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 205 [65].

Fig. 11—13. *Nummulites semicostata Kaufm.* Vergrössert und in natürl. Grösse. Durchschnitte im Texte pag. 207 [67].

Fig. 14. *Heterostegina carpatica n. sp.* Vergrössert und in natürl. Grösse. Durchschnitt im Texte pag. 202. pag. 201 [61].

Fig. 15. *Heterostegina carpatica n. sp.* Jüngeres, weniger dickes Exemplar, vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 201 [61].

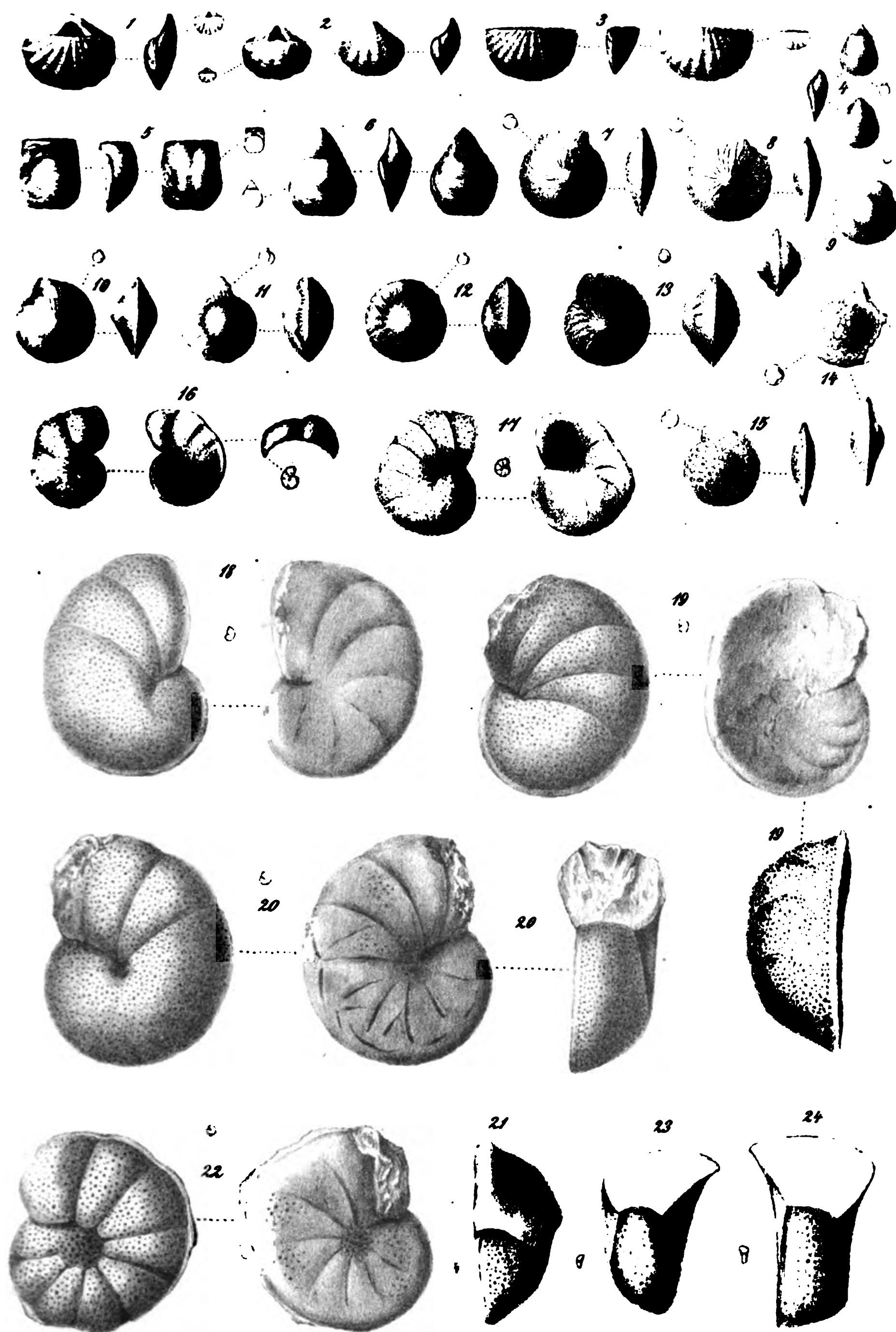
Fig. 16—21. *Truncatulina grosserugosa Gümb.* Vergrössert und in natürl. Grösse. Fig. 16 stellt das grösste vorhandene Exemplar mit gekrümmter Basis dar. Fig. 17 ist ebenfalls ein sehr grosses Exemplar mit flacher Basis. Fig. 18—20 zeigt die Durchschnittsgrösse, Fig. 20 zeigt die unregelmässigen strichförmigen Eindrücke auf der Basalfläche. Durchschnitt zu dieser Art im Texte pag 176 [36]. Fig. 21. Uebergangsform zu *Tr. cristata.* pag. 175 [35].

Fig. 22. *Truncatulina sublobatula Gümb.* Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 180 [40].

Fig. 23, 24. *Truncatulina cristata Gümb.* Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 179 [39].

Die Originalien zu sämmtlichen Arten befinden sich im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Fundort sämmtlicher Originalien: **Wola lużanska.**



Autor del. Rud. Schönn lith. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth Wien

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXVI. 1886.
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Tafel-Erklärung.

Taf. III.

Fig. 1. *Truncatulina n. sp. aff. coronata Park. & Jon.* Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 180 [40].

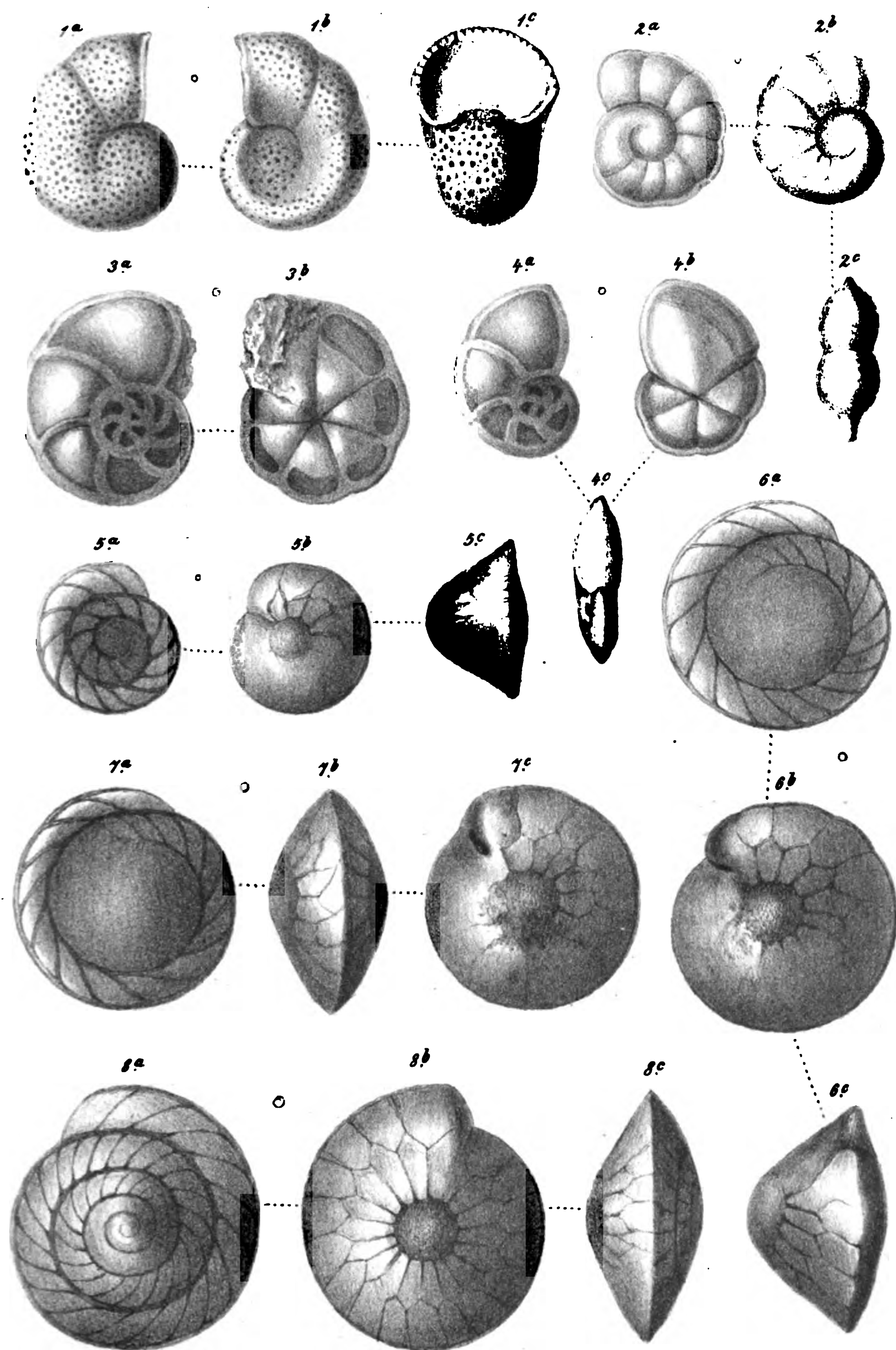
Fig. 2. *Truncatulina n. sp. aff. humilis Brady.* Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 181 [41].

Fig. 3, 4. *Pulvinulina concentrica Park. & Jon.* Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 190 [50].

Fig. 5, 6. *Pulvinulina rotula Kaufm. sp.* Vergrössert und in natürl. Grösse. Fig. 5 Typisches Exemplar, Fig. 6 Uebergangsform zu *Pulv. bimammata.* pag. 193 [53].

Fig. 7, 8. *Pulvinulina bimammata Gümb.* Vergrössert und in natürl. Grösse. Bei Fig. 8 sieht man die Nähte in ausnahmsweise deutlicher Art. pag. 192 [52].

Sämmtliche Arten stammen von Wola lużanska. Die Originalien befinden sich im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt.



Autor del. Rud. Schönn lith. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth Wien.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Tafel-Erklärung.

Taf. IV.

Fig. 1. ***Rupertia stabilis Wall.*** **Vergrössert und in natürl. Grösse. Fig. 1*c* Ansicht auf die Mündung, 1*d* Ansicht der Basis. pag. 184 [44].**

Fig. 2. ***Rupertia stabilis Wall.*** **Jüngeres Exemplar, vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 184 [44].**

Fig. 3. ***Rupertia incrassata n. sp.*** **Exemplar von mittlerer Grösse, mit auffallend hohem und gut abgeschiedenem Basaltheil. Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 187 [47].**

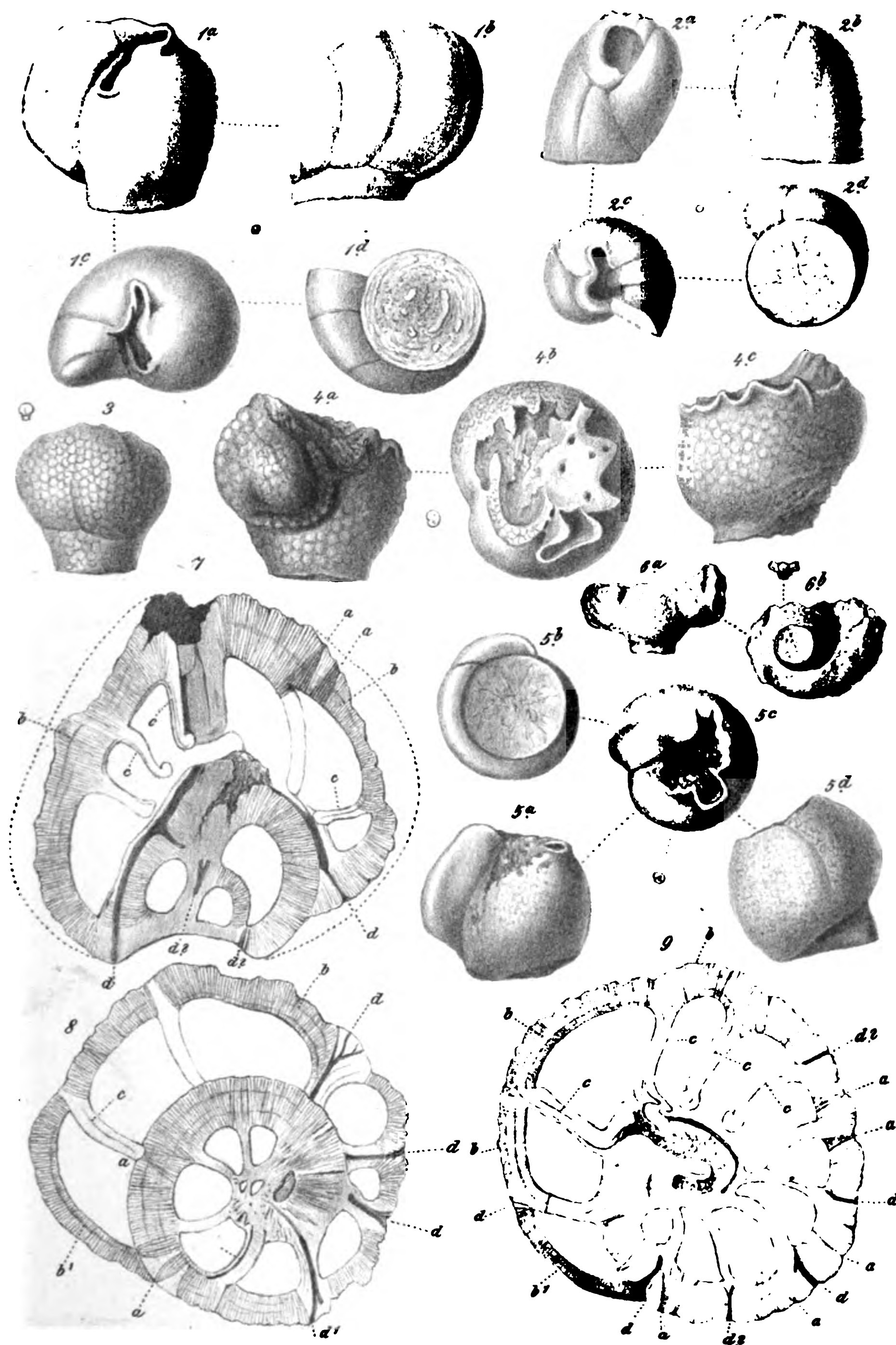
Fig 4. ***Rupertia incrassata n. sp.*** **Exemplar mit ziemlich gut erhaltener Mündungsscheibe. Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 187 [47].**

Fig. 5. ***Rupertia incrassata n. sp.*** **Exemplar mit weniger deutlich warziger Oberfläche. Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 187 [47].**

Fig. 6. ***Rupertia incrassata n. sp.*** **Theilweise zerdrücktes Exemplar von auffallender Grösse und Breite. Vergrössert und in natürl. Grösse. pag. 187 [47].**

Fig. 7, 8, 9. ***Rupertia incrassata n sp.*** **Dünnschliffe, Fig. 7 Längsschnitt von der Mündung zur Basis, Fig. 8 und 9 Querschnitte parallel zur Basis. Der Schnitt Fig. 8 liegt mehr gegen die Basis zu, als Fig. 9; *a)* Stellen, wo die Poren zur Bildung von Porenbündeln zusammentreten; *b)* Lamellen des Spiralblattes; *c)* Lamellen der Scheidewände; *d)* Canäle; *b')* Spiralblatt der jüngsten Kammern, nur aus zwei Blättern bestehend; *d')* Canal, der durch zwei einander entsprechende Septa zweier Umgänge hindurchzieht. pag. 187 [47].**

Die Originalien befinden sich im Museum der k. k. geol. Reichsanstalt. Fundort sämmtlicher Originalien: Wola lużanska.



Autor del. Rud. Schönn lith. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth Wien.

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXVI. 1886.
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Tafel-Erklärung.

Taf. V.

Fig. 1. *Carpenteria lithothamnica n. sp.* Vergrössert und in natürl. Grösse. 1 *a* und *b* Seitenansicht, 1 *c* Ansicht von der Basis, 1 *d* Ansicht auf die Mündung; der Mündungszapfen ist abgebrochen, es ist nur der Ansatz desselben, sowie der Ansatz zur folgenden Kammer erhalten geblieben. Man sieht, dass die eine Seite des Mündungszapfens zugleich als Wandung für die nächste Kammer benützt wurde, ähnlich wie bei *Carpenteria cf. proteiformis* (Fig. 3). pag. 189 [49].

Fig. 2. *Carpenteria lithothamnica n. sp.* Vergrössert und in natürl. Grösse. Mündungszapfen erhalten, nur die Spitze desselben erscheint abgebrochen pag. 189 [49].

Fig. 3. *Carpenteria cf. proteiformis Goës.* Dünnschliff, vergrössert, pag. 188 [48].

Fig. 4, 5. *Pulvinulina bimammata Gümb.* Dünnschliffe, die Poren sind so fein, dass sie bei der angewendeten Vergrösserung nicht scharf hervortreten. Fig. 5 zeigt deutlich die lamelläre Verdickung des Spiralblattes. pag. 192 [52].

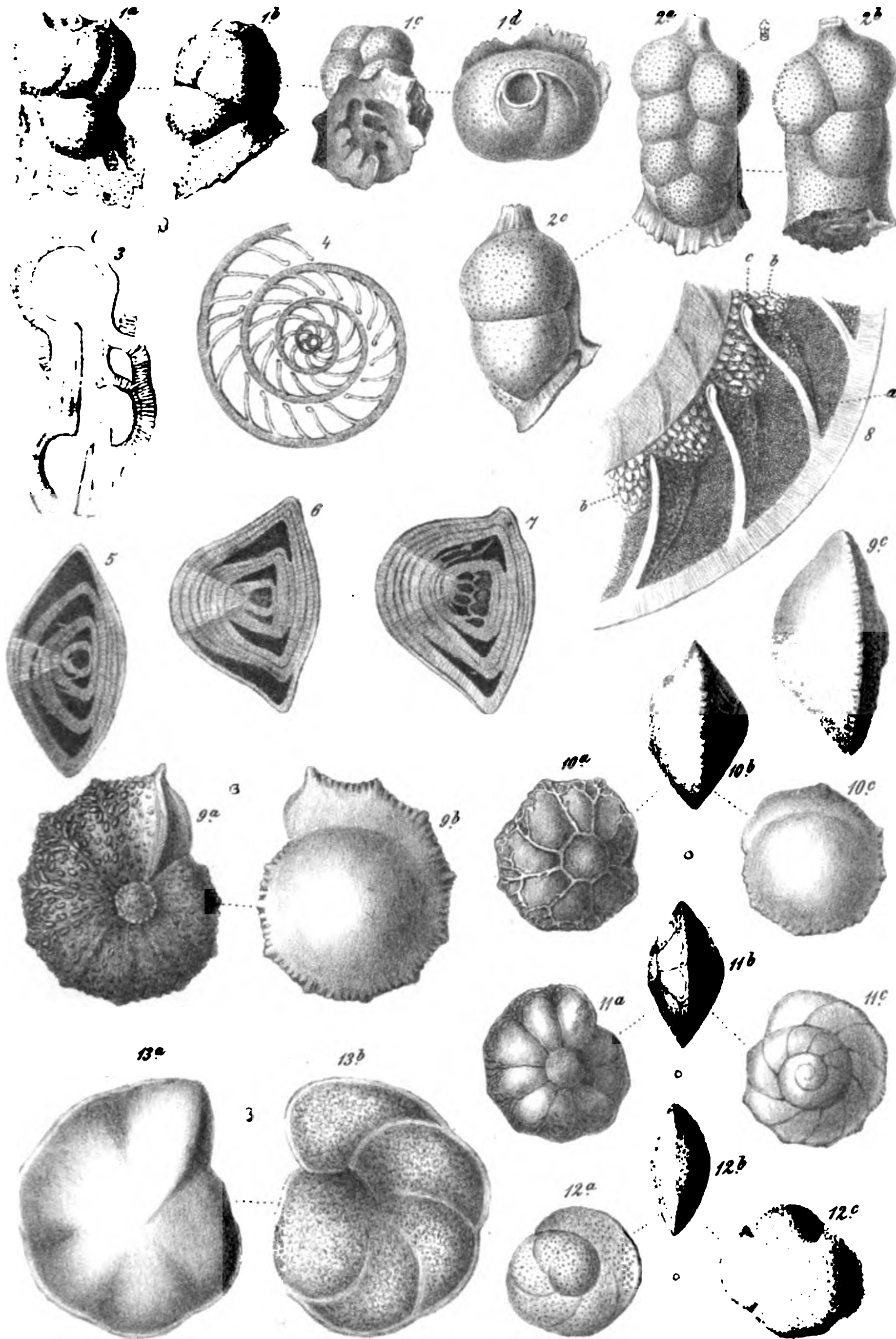
Fig. 6, 7. *Pulvinulina rotula Kaufm. sp.* Durchschnitte durch typische Exemplare dieser Art. Bei Fig. 7 erkennt man durchschimmernd die anastomosirenden Scheidewände, da der Schliff nicht durch die Mitte des Gehäuses hindurchgelegt ist. pag. 195 [55].

Fig. 8. *Pulvinulina bimammata Gümb.* Ein Theil des letzten Umgangs in stärkerer Vergrösserung, um die feine Durchbohrung *(a)* zu zeigen. Die Oberfläche des vorhergehenden Umgangs ist mit warzenartigen Zäpfchen *(b)* versehen. Die Scheidewände sind einfach, nur der verdickte Endtheil derselben lässt eine scharfe Linie *(c)* erkennen, welche die lamelläre Verdickung dieses Theiles der Scheidewände beweist. pag. 192 [52].

Fig. 9—11. *Rotalia lithothamnica n. sp.* Vergrössert und in natürl. Grösse. Fig. 9 zeigt ein grösseres Exemplar mit ziemlich gut erhaltener Unterseite. Fig. 10 Exemplar von Durchschnittsgrösse mit etwas weniger stark sculpturirter Nabelseite, welche die Anlage der Sculptur besser erkennen lässt. Fig. 11 Exemplar, bei welchem die Scheidewände ausnahmsweise auch auf der Oberseite zu sehen sind. Es ist dies das einzige Exemplar unter vielen anderen, die auf der Oberseite kaum eine Spur der Scheidewände erkennen lassen. Durchschnitt im Texte pag. 195 [55].

Fig. 12, 13. *Discorbina pusilla n. sp.* Vergrössert und in natürl. Grösse. Fig. 12 gibt das Bild eines Exemplars von durchschnittlicher Grösse. Fig. 13 zeigt ein ausnahmsweise grosses und flaches Exemplar. pag. 182 [42].

Die Originalien befinden sich im Museum der k. k. geol. Reichsanstalt. Sie stammen sämmtlich von **Wola lużanska**.



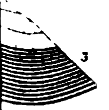
Autor del. Rud. Schönn lith. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth Wien.

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXVI. 1886.
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

S.

1:75

N.O.

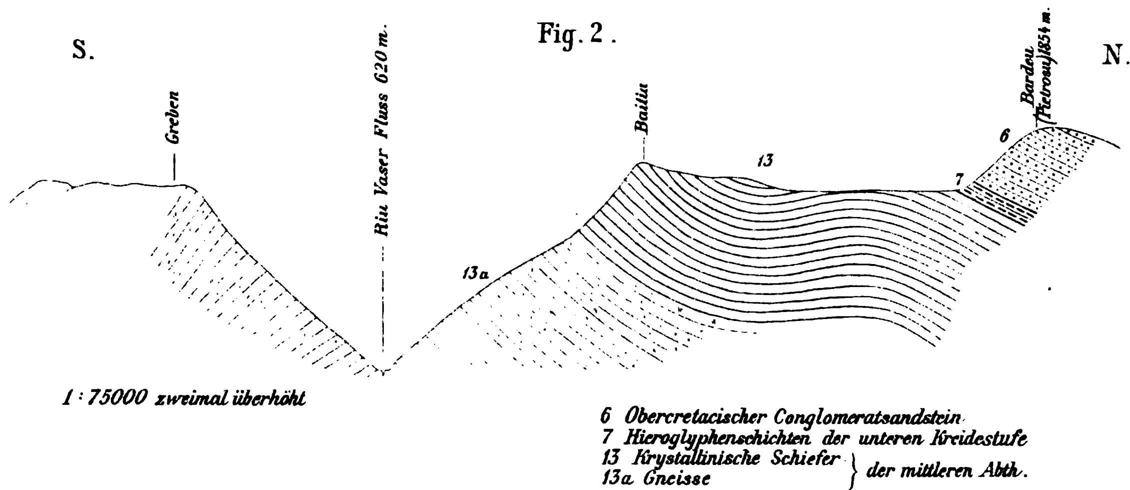


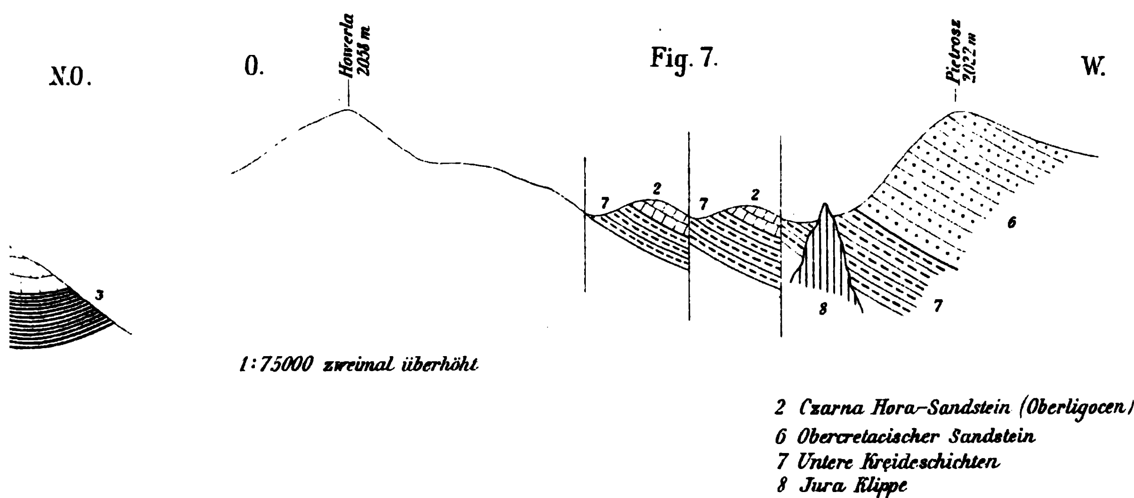
4 3

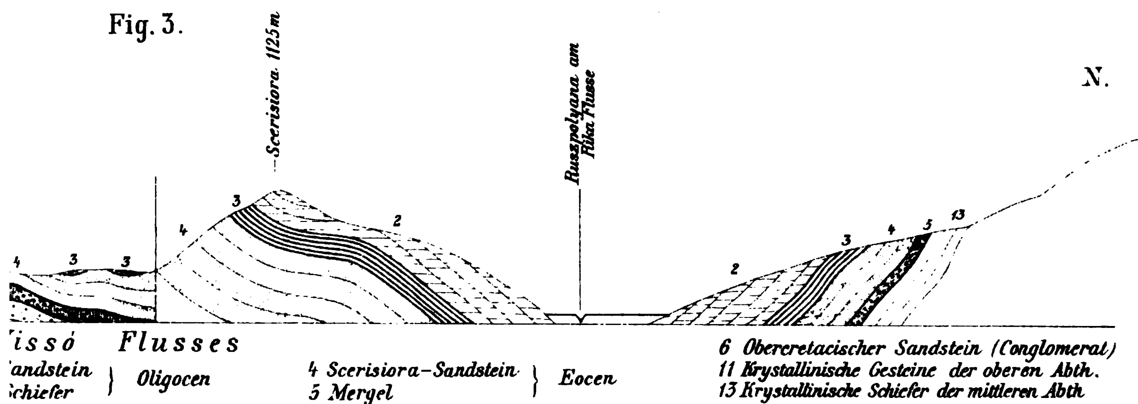
issó

andstein

Schiefer







Lith. An[illegible] v. Th. Bannwarth Wien

Vulcanische Strandmarken.

Von Dr. **Johannes Walther.**

Die vulcanischen Gesteine zeigen häufig jene regelmässige Absonderung, die man als Säulenstructur bezeichnet, eine Erscheinung, welche seit Alters das Interesse des Geologen, wie des Naturfreundes erregt hat. Eine Anzahl Abhandlungen besprechen die Säulenstructur eingehend und suchen die Ursachen derselben zu ergründen. Allein die Mehrzahl dieser Arbeiten geht von dem Gedanken aus, dass alle säulig abgesonderten Lavagesteine zusammengehören unter die nämliche Classe von Erscheinungen, und indem man für Verschiedenartiges gleichartige Ursachen zu finden sich bestrebte, mussten die Anschauungen nothwendig weit auseinandergehen.

Ich will in der vorliegenden Studie keine specielle Kritik bisheriger Arbeiten versuchen, weil eine solche aus dem oben angeführten Grunde nur eine unerquickliche Polemik sein müsste, zweitens und hauptsächlich aber deshalb, weil auch das, was dieser Aufsatz bietet, keineswegs eine erschöpfende und gegen jeden Einwurf sicher zu vertheidigende Erklärung, sondern nur der Erklärungsversuch einer Theilerscheinung sein kann. Meine Untersuchungen erstrecken sich ausschliesslich auf die italienischen Vulcane und meine späteren Studien in anderen Vulcangebieten konnten den Grundgedanken weniger beweisen, als die Nützlichkeit seiner Anwendung prüfen.

Nach meinen bisherigen Erfahrungen muss man zwei Haupttypen der Lavasäulen unterscheiden: Die säulige Absonderung der Gänge und diejenige der Ströme.

Ob es noch weitere Erscheinungsformen gibt, besonders in wie weit und wodurch Säulen an intrusiven Stöcken, an sogenannten homogenen Vulcanen, oder an Vulcankernen auftreten können und welche Ursachen Solches bedingen, darüber geben die italienischen Vulcane keinen Aufschluss und ich vermeide hier eine Discussion dieser Fragen. Die Beobachtung recenter Erscheinungen giebt die alleinige Grundlage vorliegender Studie.

Der Vesuv, an dem so manche Hypothese entstanden ist und begründet wurde, bildet auch den Ausgangspunkt dieses Aufsatzes. Die Lavagänge, welche wie ein Netzwerk die Tuff- und Stromdecken der Somma durchziehen, zeigen nicht selten Säulenstructur. Die Säulen sind meist etwas unregelmässig, klein und stehen senkrecht auf den Saalbändern. Bisweilen ist die Säulenstructur auf die Saalbänder des Ganges beschränkt und der mittlere Theil desselben in Platten abgesondert, welche parallel den Gangflächen stehen. Ein Gang am südlichen Flügel des Val di bove am Etna (Mte. di Calanno) zeigt diese Erscheinung in besonders ausgezeichneter Weise. Die in regelmässigen Säulen abgesonderten Gänge gehören zu den Ausnahmen; die Absonderung wird oft ersetzt durch unregelmässige Sprünge, welche von Saalband zu Saalband ziehen. Und im Atrio del cavallo, zwischen Vesuv und Somma, bemerkt man nur wenige Gänge, welche wirkliche Säulenstructur zeigen. Zum Theil hat das in einer anderen Erscheinung seine Gründe. Homogene, wenig zersprungene Sommagänge wittern aus dem weichen Tuff meist vortrefflich heraus und bilden ein erhabenes Netzwerk auf den steilen Abhängen der Sommawand. Ist ein Gang aber von vielen Sprüngen durchzogen, so stürzt Block auf Block in die Tiefe und viele Stellen der Sommawand sind dadurch dem passirenden Wanderer gefährlich, so dass man gezwungen ist, in einiger Entfernung über wüste, zerrissene Lavafelder zu klettern, anstatt die mit herabgefallenem Tuff und Steinbrocken horizontal geebnete Zone am Fusse der Somma zu wählen.

Je zersprungener ein solcher Gang ist, desto stärker ist er der Verwitterung und der Schwerkraft unterworfen, und solche stark zersprungene Gänge entsenden einen so constanten und starken Steinfall, dass sie, anstatt plastisch wie eine Mauer herauszuwittern, sich in die Wand hinein vertiefen und nicht unbedeutende scheinbare Spalten in den Tuffschichten bilden. So erklärt es sich wohl auch, dass die plastisch herausmodellirten Gänge selten Säulenstructur zeigen. Dennoch ist die auf den Saalbändern senkrecht stehende säulige Absonderung bei Lavagängen eine häufige Erscheinung, welche durch Lateralerkaltung und mechanischen Druck unschwer zu erklären sein dürfte.

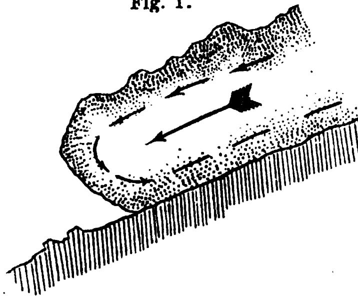
Eine ganz andere Gruppe von Vorkommnissen bildet die Säulenstructur von Lavaströmen und mit diesem Specialfall wollen wir uns ausschliesslich beschäftigen. Arbeitstheilung ist auch hier ein ebenso wichtiges als nützliches Gebot. Ich muss vorausschicken, dass das, was ich über Lavaströme berichten kann, sich auf die häufigen mittelgrossen Ströme von ca. 10 Meter Dicke und 50 Meter Breite bezieht. Wenn ein Lavastrom diese Dimensionen wesentlich überschreitet, so dürften auch seine Erkaltungsformen in abgeänderter Weise auftreten.

„Die steinartige Lava im Innern der Ströme, das Product einer ausserordentlich langsamen Erstarrung, zeigt stets gewisse Richtungen, in denen sie leichter als in anderen gebrochen wird. Diese Zerklüftungsebenen sind fast vertical, wenn der Strom sich über eine nahezu horizontale Fläche ausbreitet.“ So sagt der bekannte Etnakenner

Silvestri[1]) und wer Gelegenheit gehabt hat, die Vulcane Italiens genauer und eingehend zu durchklopfen, der wird sich überzeugt haben, dass geflossene Lava senkrecht zur Stromrichtung leichter spaltet, als parallel derselben. Es findet diese Erscheinung besonders dann statt, wenn die Lava Dampfporen und Blasenräume enthält, welche bei rascherem Fliessen des Stromes in die Länge gezogen, der Lava ein gewisses Gefüge geben; aber auch dichte Lavaströme ohne grobe Dampfporen können senkrecht zur Stromrichtung mit dem Hammer meist leichter zerschlagen werden. Die Erscheinung scheint mit den Bewegungen der Lava zusammenzuhängen, aber es bedarf jedenfalls noch genauerer Untersuchungen, um zu erfahren, worin dieses Verhalten begründet ist. Von der Thatsache kann man sich oft und leicht überzeugen und sie möge den Ausgangspunkt für vorliegende kleine Studie bilden.

Die Art und Weise, wie sich ein Lavastrom fortbewegt, ist oft studirt, oft beschrieben worden. Man weiss, dass die centralen Partien eines Stromes länger flüssig bleiben, dass die peripheren Theile rascher erkalten. Da aber eine Uebergangszone halberstarrter Lava beide verbindet, so bleiben sie in einem gewissen Zusammenhange und beim Fortschreiten wälzt sich der Strom über seine eigene Rinde. Dadurch gelangen die ursprünglich hangenden Theile des Stromes an die Stromstirn und endlich beim Weiterfortschreiten werden sie liegend und bilden die Basis, mit der ein Strom auf seinem Untergrund aufliegt. Wenn man also die allgemeineren Bewegungsvorgänge in dem fliessenden Stirntheil eines Lavastromes durch Pfeile andeuten wollte, so würde man folgendes Bild erhalten:

Fig. 1.



worin der grosse Pfeil die Gesammtrichtung des Stromes, die kleinen Pfeile die Bewegung der halberstarrten Rinde, die spitzenlosen Linien in der liegenden Rinde aber die einstmalige Bewegung dieser Theile charakterisiren.

Eine eigenthümliche Erscheinung resultirt aus dieser Art der Strombewegung. Wenn der Nachfluss von Lava aus der Eruptivspalte sein Ende erreicht hat, so fliesst das Stromende gewöhnlich dennoch ruhig weiter. Die erstarrten Rindentheile des Stromkörpers bleiben stehen, das noch flüssige Innere dagegen dringt vorwärts. Hierdurch entstehen die sogenannten Lavakeller, welche man an allen Lavaströmen an ihrem proximalen Ende beobachten kann. Ist der Strom endlich völlig erkaltet und zu Stillstand gekommen, so ist das Stromende in grösserer oder geringerer Erstreckung eine compacte Lavamasse, der dem Krater nähere Theile des Stromes aber ist ein hohles Gewölbe, oft von beträchtlichem Lumen und relativ dünner Decke. Gewöhnlich bleiben diese proximalen Lavakeller nicht lange erhalten: sie stürzen

[1]) Der Etna in den Jahren 1863—1866. Uebers. G. von Rath. N. Jahrb. f. Min. 1869.

meist zusammen und diese eingesunkenen Keller sind eine überaus häufige und charakteristische Erscheinung der italienischen Vulkane. Dass sie an manchen Stellen fehlen, ist leicht begreiflich. Dünne und schmale Ströme erstarren in ihrer ganzen Dicke und zeigen keine Keller, ebenso fehlen dieselben, wenn das Stromende erkaltet, bevor der Nachfluss von Lava aus der Eruptivspalte aufgehört hat. Solche Ausnahmen abgerechnet, zeigen alle bedeutenderen Lavaströme ein compactes Stromende und einen hohlen Stromkörper.

Diese Verschiedenheit in der Structur bedingt einen verschiedenen Widerstand gegen die Verwitterung und Zerstörung eines Stromes. Die Stromenden als stets compacte Lavamassen bleiben länger erhalten als der hohle Stromkörper und es kann im Laufe der Zeiten der Anfangs- und Mittellauf eines Stromes vollständig verschwunden sein und nur das compacte Stromende bleibt als isolirte Kuppe übrig. Es wird als Theil eines rasch geflossenen Stromes erkannt durch die gestreckten Blasenräume, welche zugleich einen sicheren Schluss auf die Flussrichtung machen lassen.

Bei einem langen und eingehenden Studium der Lavaströme an den italienischen Vulcanen fiel mir auf, dass an der Küste so häufig säulenförmig abgesonderte Lava vorkommt, welche an den höheren Landgebieten zu fehlen schien. Ich verfolgte diese Beobachtung weiter, untersuchte das Stromende aller der Laven, welche nachweislich in's Meer geflossen sind und derer, welche nachweislich auf festem Lande endeten, und glaube auf Grund meiner Erfahrungen aussprechen zu können: Die meisten Lavaströme, welche den Meeresspiegel erreicht haben, bildeten dort Säulen, diejenigen Ströme und Stromtheile, welche nicht mit Wasser in Berührung kamen, zeigen eine solche regelmässige Erstarrungsform nicht.

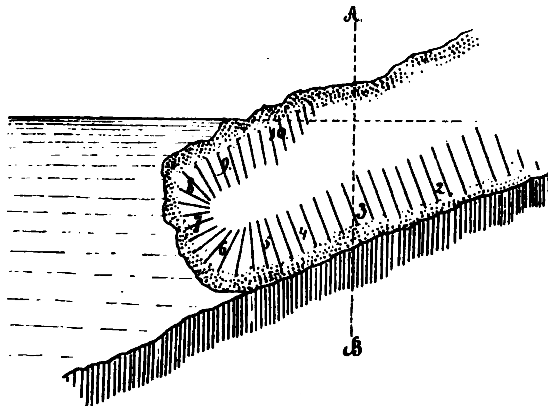
An keinem der vielen Lavaströme der Somma- oder der Süd- und Ostseite des Vesuves kann man Säulenbildung erkennen, obgleich die ersteren sehr oft trefflich aufgeschlossen sind; hingegen zeigen die Enden aller der Ströme, welche am Westfusse des Vesuves das Meer erreichten, die schönsten parallelen Säulen. Aber nur in nächster Nähe des Meeres, denn dieselben Ströme sind in wechselnder Entfernung vom Strande durch die Eisenbahn durchschnitten und dort kann man nirgends Säulensprünge beobachten. Derselbe Strom bei Torre del Greco, dessen am Meere befindliches Ende in den schönsten Säulen zersprungen ist, hat 300 Schritte weiter oben ein durchaus homogenes Gefüge. Es wird hierdurch die Auffassung widerlegt, dass durch die einfache Abkühlung des Bodens eine Lava in regelmässige Säulen zersprungen sei. Allein noch eine andere Thatsache spricht entschieden für die Ansicht: Dass eine parallel regelmässige Anordnung von Lavasäulen durch rasche Abkühlung in Wasser bedingt sein kann.

Wir hatten zu Anfang dieser Studie festgestellt, dass eine geflossene Lava senkrecht zur Stromrichtung am leichtesten spalte, wir hatten zweitens eruirt, dass die Bewegung der Lava eines Stromendes von der Decke des Stromes zur Stirne, von dieser in die Basis desselben verlaufe. Fliesst ein Lavastrom soweit, dass er das Meer erreicht, so

werden zuerst liegende Theile mit dem Wasser in Berührung kommen, dann die ebenfalls zum Liegenden werdenden Stirntheile und erst allmälig beim Weitervordringen des Stromendes kommen auch hangende Partien des Stromprofils in Berührung mit dem Wasser. In Folge der starken Abkühlung zieht sich die gesammte Lavamasse zusammen. Es müssen Sprünge entstehen. Eine geflossene Lava springt am leichtesten senkrecht zur Stromrichtung, zugleich werden die Sprünge so erfolgen, dass mit der geringsten Zahl der Sprünge die grösstmöglichste Zertheilung der Masse erreicht wird.

Dass durch das letztere Princip die Masse in fünf- oder sechsseitige Prismen zerlegt wird, ist von verschiedenen Seiten schon auseinandergesetzt worden und es darf auf die einschlägige bekannte Literatur verwiesen werden. Nach dem oben aufgefundenen Erfahrungssatze: eine geflossene Lava springt am leichtesten senkrecht zur Stromrichtung — werden die Säulen eines in Wasser erstarrten Lavastromendes in der folgenden Weise angeordnet sein:

Fig. 2.

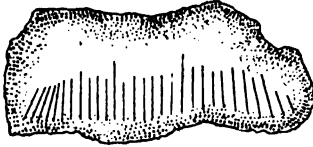


Die Zahlen in den Säulendurchschnitten geben die Reihenfolge an, in welcher die einzelnen Theile des Lavastromes mit dem Wasser in Berührung kamen.

Längsprofile durch Lavaströme sind nicht zu beobachten, um so häufiger sind Querprofile an den recenten Vulcanen Italiens aufgeschlossen. Dasselbe Meer, welches die Bildung der Säulen bedingte, arbeitet auch wieder an ihrer Zerstörung und die Wirkung der Brandung auf Lavaküsten ist eine ausserordentlich zerstörende. Aber gerade dadurch werden uns die interessantesten Aufschlüsse verschafft. Am raschesten wird die Stromstirne zerstört. Wie das Profil erkennen lässt, sind dort die meisten Sprünge, indem sowohl das Dach als die Basis in Säulen zerspalten ist. Je weiter die Erosion vorschreitet, um so langsamer kann sie nur wirken, denn in den hinteren Theilen des Stromendes ist nur die untere Hälfte der Lava in Säulen zersprungen, die obere Hälfte dagegen ist homogen. Die Linie *A B* in obenstehender Figur und der hier folgende Holzschnitt zeigen jenes Stadium, das die Mehrzahl der

Lavastromprofile am Meere bieten. So sind die Säulen in dem Steinbruche bei Torre del Annunziate, so zeigt sie die Pta Sciabeca auf der Nordseite von Lipari, in geradezu glänzender Weise.

Fig. 3.



So oft ich aber, sei es am Etna, sei es auf den Liparen, Gelegenheit hatte, Lavasäulen zu sehen, welche gegenwärtig nicht am Meere stehen; so war durch andere Thatsachen fast durchgängig angedeutet, dass das Meer dereinst dort einen höheren Stand gehabt habe und dass auch jene Stromenden am Meere erkaltet sein konnten.

Leider habe ich noch keine eigenen Erfahrungen an den grossartigen Lavasäulengebieten des Nordens machen können, aber die Literatur sagt, dass die Basaltsäulen von Irland am Meeresstrand sich befinden und auch die Fingalsgrotte scheint mir nach Zirkel's Beschreibung unter dieselbe Gruppe von Erscheinungen zu gehören. Denn Zirkel schreibt, dass die Basaltdecke, in welche diese Grotte eingesenkt ist, aus einer oberen homogenen und einer unteren säuligen Zone besteht, dass die petrographische Zusammensetzung der beiden Gesteine keine wesentlichen Unterschiede erkennen lasse, und dass manche Säulensprünge sich in die homogene Masse hinauf fortsetzen. Auf Grund solcher Thatsachen ist der Schluss berechtigt, dass diese Decke einheitlich sei und in ihrer unteren Hälfte allein Säulenstructur besitzt.

Doch alle diese und viele andere Beispiele sind mir nicht aus Autopsie bekannt und ich kann über sie nicht mit Sicherheit sprechen. Ich muss nur noch erwähnen, dass besonders mächtige Lavaströme eine scheinbare Ausnahme in der Stellung ihrer Säulen zeigen, dass an dem 30 Meter hohem Lavafelsen von Acicastello am Etna die Säulen zu concentrischen Kugeln vereint sind, dass an anderen Strömen die Säulen verschiedenartige Biegungen erlitten haben und zeigen. Der letztere Fall erklärt sich jedoch sehr einfach dadurch, dass innerhalb eines grösseren Lavastromes die Flussrichtungen der einzelnen Theile keineswegs gleichsinnig verlaufen mit der Gesammtrichtung des Stromes, sondern dass Gleichgewichtsstörungen desselben in kleineren „Diffusions"-Strömungen ihren Ausdruck finden. Auf solche Weise erklären sich die gebogenen Säulen folgerichtig dadurch, dass der Sprung, welcher immer nahezu senkrecht auf die Flussrichtung erfolgt, in einem mächtigeren Lavastrome vielfach abgelenkt wurde.

Es ist eine eigenthümliche Erscheinung, dass am Vesuv so viele Lavaströme gerade am Meeresstrande enden und dass ich dieselben als submarine Klippen nur 10—30 Meter in das Meer hinein verfolgen konnte; und doch hat diese Thatsache ihre einfachen Gründe. Sobald ein Lavastrom das Meerwasser erreicht, so erstarrt seine Front und bewegt sich nicht mehr wesentlich vorwärts, nun mag das nachquellende Magma sich weiter oberhalb einen neuen Stromlauf abzweigend bilden — sobald derselbe das Ufer erreicht, erstarrt auch er und so bezweifle ich, dass ein Lavastrom sich eine Strecke in's Meer selbst

hinein bewegen könne. Das Wasser bannt ihn mit unwiderstehlicher Gewalt (ich mache auch hier darauf aufmerksam, dass sehr bedeutende Ströme, wie sie an aussereuropäischen Vulcangebirgen beobachtet sind, und Ströme von hoher Laufgeschwindigkeit wohl eine Strecke lang die Abkühlung überwinden werden, die Tiefe des Wassers mag auch von Einfluss sein).

Auf diese Weise erklärt es sich, warum Lavaströme am Ufer eine besonders breite Erstreckung gewinnen und als weit ausgedehnte Dämme die Ufer begrenzen. Dass aber dieselben Säulenstructur zeigen, scheint nach dem oben Gesagten nicht mehr wunderbar.

Ich verwahre mich ausdrücklich dagegen, dass nach solchen Auseinandersetzungen alle an's Meer gelangenden Lavaströme in Säulen erstarren müssten, denn schon die Pechsteine und glasreichen Laven von Lipari und Volcano und die Trachyte von Ischia bilden Ausnahmen. Allein, dass die Mehrzahl der bis an's Meer geflossenen Laven an italienischen Vulcanen Säulen bildete, dass andere Ströme derselben Vulcane, welche das Meer nicht erreichten, keine Säulen bildeten, das kann ich verantworten. Und ich glaube, wie schon der Titel des vorliegenden Aufsatzes andeutet, dass der Rückschluss mit einer gewissen Zurückhaltung wohl berechtigt sei, dass: Lavasäulen am Ende eines Stromes, welche senkrecht auf der Flussrichtung stehen, ein Wahrscheinlichkeitsbeweis dafür sind, dass das Stromende an einem Wasserspiegel erstarrte.

Zweitens aber wird mit diesen Ausführungen ein Werkzeug gewonnen, um die Stromnatur eines vulcanischen Gesteines, wenn nicht zu beweisen, so doch wahrscheinlich zu machen.

Reyer hat schon auseinandergesetzt, dass das distale Stromende eines Lavastromes am längsten der Verwitterung widerstehe. Das ist leicht begreiflich: Denn die meisten Ströme bestehen aus einem proximalen hohlen Stromkörper und einem distalen soliden Stromende. Der hohle Lavakeller bricht bald zusammen, und die Schollen desselben bieten der Verwitterung unendlich mehr Oberfläche als das solide Lavalager der Stromstirne. So kann an einem Vulcan der ganze Kegel mit seinen Aschenlagen und Gängen, seinen Apophysen und Stromkörpern der vollständigen Zerstörung bis auf die „Narbe“ unterliegen, ehe die soliden Stromenden zerstört werden. Vielleicht wirken diese selbst später noch als Schutz für das liegende Flötzgestein und bilden „Riesenerdpyramiden“, das heisst in diesem Falle vulcanische Bergkuppen.

Ich will diesen Gedanken nicht ausführen, will ihn mit Beispielen nicht belegen. Aber ich glaube aussprechen zu dürfen: Wenn eine isolirte vulkanische Kuppe aus einem Gestein besteht, welches lang gezogene Blasenräume enthält, wenn das Gestein an der einen Seite der Kuppe regelmässige Säulen zeigt, so ist die Wahrscheinlichkeit gross, dass diese isolirte Kuppe das Ende eines geflossenen Lavastromes ist und dass die Ursprungsstelle desselben auf der den Säulen entgegengesetzten Seite zu suchen ist, dass schliesslich dieser Strom an einem Wasserbecken erstarrte und dass der Spiegel desselben die Säulen bespülte.

Vielleicht gelingt es, auf solche Weise manche räthselhafte Erscheinung zu lösen. Ich erinnere nur daran, dass bisweilen Eruptivkuppen Fragmente eines Gesteins enthalten, welches in einem höheren Horizont ansteht, als die betreffende Lavakuppe sich befindet. Auch eine solche Thatsache findet ihre einfache Erklärung, wenn durch andere Beobachtungen die Stromendennatur einer solchen Kuppe nachgewiesen werden kann.

Die Gegend zwischen Sabzwâr und Meschhed in Persien.

Von **A. Houtum Schindler**,
General im Dienste Sr. Maj. des Schah.

Die zu beschreibende Gegend enthält Theile der Nischâpûr- und Meschhed-Districte und bildet ein Dreieck, dessen Basis die Linie Sabzwâr-Meschhed (36° 15′ n. Breite) ist und dessen Spitze weiter nördlich unter 36° 50′ n. Breite liegt. Sie enthält vier grössere Gebirgszüge, Tâghun Kûh, Kûh i Batau, das Gebirge mit den Türkisminen und die Nischâpûr-Gebirge.

1. Der Tâghun Kûh bildet die Fortsetzung des die Sabzwâr- und Djowein-Districte trennenden Djaghatâi-Gebirges und hat wie alle Gebirge dieser Gegend, eine nordwestliche bis südöstliche Richtung (richtiger N. 60° W. bis S. 60° O.). Es fängt an bei dem Alîek-Gebirge nordöstlich von Sabzwâr und hört auf zwischen Sabzwâr und Nischâpûr, wo es an die Salzwüste grenzt. Der Tâghun Kûh besteht aus Schiefer und darauf hängenden Kalken, die hie und da von Porphyren durchbrochen sind. Geht man von Sabzwâr nach den Türkisminen, über Alîek und Sultânâbâd, so sieht man erst von Trachyten durchbrochene Glimmerschiefer, auf welchen horizontal geschichtete Conglomerate hängen, dann folgen bei dem Dorfe Alîek nach Nordosten fallende und N. 60° W. bis S. 60° O. streichende Kalke. Bei Alîek sind zwei zackige, durch Erosion gebildete Kalksteinspitzen, die auf Thonschiefern hängen. Die Kalke sind stark von Quarzadern durchzogen und fallen und streichen regelmässig. Die unterliegenden Schiefer sind stark gebogen und sind an einigen Stellen vertical. Bei einem zu Alîek gehörenden und ungefähr $^1/_4$ Meile davon gelegenen Garten bemerkte ich verschiedene, die Kalke durchziehende Grünstein-Porphyr-Durchbrüche. Zwei andere Spitzen, Kûh i Olar genannt, liegen südöstlich von hier und weiter östlich, wo die Gebirge dieselben Formationen zeigen, sind die Qualáh Djûg-(5160 F.), Tâghun-(5980 F.) und Djistî-(6570 F.) Spitzen. Ich hatte keine Gelegenheit, diese Spitzen näher zu beobachten, sie scheinen aber wie die von Alîek aus Kalken gebildet zu sein. Bei Sultânâbâd bilden Talkschiefer

das Hangende der Kalke; die Schiefer fallen nach Nordosten und streichen regelmässig. Bei Schûrîâb auf der Hauptstrasse zwischen Sabzwâr und Nischâpûr kommen Mergel und Gyps auf Kalken vor.

2. Das Batau-Gebirge. Dieser Gebirgszug fängt dicht bei Sultânâbâd mit dem Bârâb-Gebirge an und hat eine Länge von ungefähr fünf Meilen. Das kleine Bârâb-Gebirge besteht aus Sandstein und Kalken, die mit den gleichen Schichten des Batau-Gebirges zusammenhängen. Der den Knoten des Batau-Gebirges bildende 6400 Fuss hohe Sattel besteht aus Schiefern und Trachyten. Die Axis des Hauptsattels ist in der Richtung N. 65° W. bis S. 65° O.; die Lagerung der Schichten ist sonst regelmässig und antiklinal, jedoch oft von Porphyr-Durchbrüchen gestört. Die Schiefer des Batau-Gebirges sind theils grünlich, theils röthlichgrau und tuffartig, theils sind es graue Griffelschiefer. Nach Norden zu sind die Abhänge des Gebirges nicht sehr steil und sind die Schiefer von Kalk- und Sandsteinen bedeckt. Auf der Südseite hat die Erosion stärker gewirkt, die Kalke und Sandsteine sämmtlich weggeschafft, die Schiefer blossgelegt und steile kahle Abhänge und schroffe Thalabstürze gebildet, sofern dieser Erscheinung nicht etwa eine tektonische Störung zu Grunde liegt. Auf der Südseite des Gebirges tritt eine wenig mächtige Kupferkies-Ader in dem Griffelschiefer hervor. Die Griffelschiefer, welche vielleicht mit denen des Schemirangebirges verwandt sind, welche Tietze (Jahrb. d. geol. R.-A. 1879, pag. 631) erwähnte, fallen hier 80° nach Süden und streichen N. 74° O. bis S. 74° W.

Auf der Nordseite des Gebirges und nicht weit vom Gipfel ist eine verlassene Bleigrube. Das Erz kommt hier in 2 bis 3 Zoll mächtigen Gängen in tuffigen Schiefern und Lagen von zersetzten Eruptivtuffen vor. Der in den Fels getriebene Stollen geht in der Richtung N. 40° W. bis S. 40° O., während die Richtung der Erzgänge N. 17° W. bis S. 17° O. ist. Ich bemerkte drei Erzgänge. Die Reihenfolge der Schichten bestand hier aus einem mannigfaltigen Wechsel der oben erwähnten schiefrigen und tuffigen Gesteine. Der Weg zwischen den Dörfern Schâhkân und Batau durchschneidet das Gebirge rechtwinklig zur Axis. Von Schâhkân an wurden folgende Schichten beobachtet: 1. Alluvium in horizontalen Schichten. 2. Ein hellfärbiger Sandstein; derselbe fällt nördlich und streicht N. 58° W. bis S. 58° O. 3. Ein grobkörniger, kleinconglomeratischer, an Quarzstücken reicher Sandstein mit Mühlsteinbrüchen, etwas östlich vom Wege. 4. Abermals jenes hellfärbige sandige Gestein; dasselbe fällt 20° nach Norden, streicht N. 58° W. bis S. 58° O. 5. Wiederum der schon genannte conglomeratische Sandstein mit 70° nördlichem Fallen und einem Streichen N. 66° W. bis S. 66° W. 6. Ein immer noch nicht feinkörniger, aber doch etwas minder grober bräunlicher Sandstein mit Partien von bläulichgrauem, stellenweise zerfressen aussehenden Quarz. 7. Die oben genannten Schiefer, tuffigen Gesteine und Griffelschiefer, welche letztere den Kamm bilden und anhalten bis Batau. Sie sind hie und da stark von Quarzadern durchzogen, dann wieder stark gestört und gebogen.

Nicht weit von dem Dorfe Batau, die Griffelschiefer durchbrechend, befindet sich ein 50 Fuss mächtiger, N. 40° W. bis S. 40° O. streichender Durchbruch eines grauen, sehr feinkörnigen Trachyts. Im Bereich des früher genannten, etwas conglomeratischen, quarzreichen Sandsteines

bei Abbâsî, am nordwestlichen Ende des Batau-Gebirges, sieht man einige durch Erosion kesselartig ausgehöhlte Hügel. Der grösste Kessel ist 1600 Meter lang und 500 Meter breit, und hat 40 Meter hohe Wände mit Terrassen. Die Längsaxe des Kessels verlief in N. 70° — 72° W. bis S. 70° — 72° O. Der bräunliche Sandstein war auf beiden Wänden des Kessels in Eruptivtuff eingelagert, und gekrönt wurden die Sandsteinwände von einem harten quarzitischen Gestein.

3. Die Gebirge mit den Türkisgruben, vom Safîdrûd im Osten bis Kûh i Germâb im Westen, der Bâr i Madèn Bezirk des Nischâpûr-Districtes.

Die jüngsten Bildungen sind Löss und Alluvium mit den von den Bergen heruntergebrachten Steinen. Die sogenannten Châkî-Türkise werden im Alluvium am Fusse der Berge mit den Türkisgruben gefunden. Die Türkise enthaltende Alluvialschicht ist von 2 bis 20 Meter mächtig. Dicht an den Bergabhängen ist sie dünn, weiter südlich bildet sie Hügel, die durch Erosion der Schicht entstanden sind. Gute Türkise werden nur in einer Tiefe von 1 bis 2 Meter gefunden, bis zu 6 Meter findet man schlechtere, grüne oder weisliche, dann gar keine mehr. Wahrscheinlich sind die Türkise mit der Zeit zersetzt worden, daher gute nur in den jüngeren Schichten. Die Châkî-Türkise haben alle eine äussere weisse Schale, reine Thonerde. Oft findet man Türkise, die ihre Farbe gänzlich verloren haben, nur aus weicher weisser Thonerde bestehen und mit leichtem Druck zu Pulver zerfallen. Ein Theil der Türkise tragenden Alluvialschicht liegt unmittelbar auf Gyps.

Die nächst ältere Bildung ist die des Gypses. Mergel und rothe Conglomerate mit Gyps und Salz, ebenso wie die Gyps- und Salzbildungen an anderen Orten Persiens. Unmittelbar unter dem Gyps und dem Salze von Qaragûtschî liegen Nummulitenkalke.

Dann folgen meist gelbliche Nummulitenkalke und Sandsteine mit Gryphaeen. Diese Kalke bilden eine höhere Hügelreihe im Osten der Türkisberge bis zum Safîd Rûd und eine niedrigere im Westen bis hinter Pahna. Das Sîsar-Gebirge besteht aus Nummulitenkalken und ist 5913 Fuss hoch. Auf dem Nordabhange dieser Bergkette sind Gypsbildungen mit Aushöhlungen und einem kleinen See. Die Kalke und Sandsteine liegen concordant. Auf der Südseite des Sîsar-Gebirges steht eine 380 Fuss mächtige Conglomerat-Schicht an. Sie ist wohl zu vergleichen den Conglomeraten, welche Tietze (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1879, pag. 570) aus dem Talakhan im westlichen Alburs beschrieb. Sie fällt wie die Nummulitenkalke des Sîsar 30° nach Norden und bildet das Hangende derselben. Sie besteht aus meist kantigen Porphyrstücken und einem festen kalkigen Cement. Dieselben Conglomerate kommen auch reichlich in den Türkisbergen vor. Auf diese Schichten folgen ältere (Jura ?) Kalke, an welche die triadischen (?) Schiefer stossen. Dieselben Schiefer und andere Schichten sieht man auf den anderen Seiten des Gebirges.

Wo die Sandsteine und Kalke von den Eruptivgesteinen durchbrochen werden, scheinen sie verändert zu sein. So könnten gewisse rothe Sandsteinschichten durch Basalt verändert worden sein. Aus Eruptivgesteinen [1]) und deren Tuffen bestehen die Berge westlich von den

[1]) Anmerkung: Herr C. v. John erkannte nach den eingesendeten Stücken einen schönen Hornblende-Andesit. (Die Red.)

Türkisbergen bis zur Germâb-Spitze (6554 Fuss hoch), und nördlich bis Mâr Kûh. Die Schichten dieser Berge streichen bei Ardelân N. 35° W. bis S. 35° O. und fallen südlich. Nördlich von den Türkisbergen fallen sie nördlich. Sie sind oft von Grünstein-Durchbrüchen [1]) gestört. Bei Ardelân ist ein Durchbruch eines grünen, vielleicht diabasischen Gesteines, auch nördlich vom Sîsar-Berge bricht dasselbe Gestein durch Nummulitenkalke. Hie und da hängen Schichten einer bunten, vielfach Elemente von grünen Eruptivgesteinen enthaltenden Breccie auf einem violett und grünlich gefärbten, anscheinend als Diabas anzusprechenden Gestein. Ein röthlichgrauer Trachyt bildet verschiedene Berge und bricht durch die Nummulitenkalke nördlich von der Sîsar-Spitze. Basalt [2]) überlagert und durchbricht rothe Sandsteinschiefer und Nummulitenkalke.

Die Berge mit den Türkisgruben bestehen aus trachytischen Porphyren und deren Breccien, wie Tietze (Verhandl. geol. R.-A. 1884, pag. 93) andeutete, zum Theil aber auch aus diabasähnlichen Gesteinen und diesen entsprechenden Trümmerbreccien. Hie und da ist eine Schichtung zu bemerken, namentlich in gewissen roth gefärbten trachytischen Breccien mit Türkisen. Die höchste Spitze dieser Berge ist 6675 Fuss hoch. Auf der Nordseite des Türkis-Gebirges werden keine Türkise gefunden. Die Türkise befinden sich nur auf den südlichen Abhängen des Gebirges.

Nördlich von dem Türkisgebirge wechsellagern Kalke und Schiefer mit Hornblendeandesiten und trachytischen, bisweilen auch grünsteinartigen Tuffen mit Durchbrüchen jener bereits erwähnten grünen, vielleicht diabasischen Gesteine.

Die westlichste Grube ist die Kamerî-Grube, die jetzt voll Wasser ist. Sie hat mehrere Schächte, die jetzt alle verschüttet sind.

Dicht dabei ist das grüne Thal, Derreh i Sabz, mit den Ardelânî-, Andjîrî- und Sabz-Gruben. Die Ardelânî-Grube ist schon seit alten Zeiten bekannt, hat über zwölf Schächte und viele Galerien. Der tiefste Schacht hat eine verticale Tiefe von 85 Fuss. Die Sabz-Gruben haben grüne Türkise. Die Andjîrî-Gruben, die ihren Namen von einigen dort wachsenden Feigenbäumen (Andjîr) haben, sind erst in neuerer Zeit exploitirt worden. Andere mehr oder weniger unbedeutende Gruben dieses Thales sind die Ghâr (Grube) i Seid Muhammed, Ghâr i Seif Ullah Beg, Dahbaschî, Ramazân Alî, Kerbelâî Mîr Alî, Muhammed Rezâ Chân, Djehângîrî. Weiter östlich liegt das schwarze Thal, Derreh i Sîyah, mit den Reïsch- und Alî Mîrzâ-Gruben. Die Reîsch-Grube, früher die schwarze genannt, ist ziemlich weitläufig und hat viele Schächte, deren einige mit der Ardelânî-Grube in Verbindung stehen. Oberhalb der alten Reîsch-Grube, die jetzt verlassen ist, liegt die neueröffnete Sar i Reîsch-Grube. Die Alî Mirzâ-Grube liegt östlich

[1]) **Anmerkung:** Ein eingesendetes Muster dieses Grünsteins stammt entschieden von einem klastischen Gestein ab. Es ist ein nicht sehr grobkörniges, meist aus diabasartigen Bestandtheilen zusammengesetztes Gebilde, in welchem Herrn C. v. John sehr schöne Feldspathe mit Glaseinschlüssen auffielen. Man dürfte es hier nicht mit Durchbrüchen, sondern mit Wechsellagerungen zu thun haben. (Die Red.)

[2]) **Anmerkung:** Nach einem eingesendeten Stück von C. v. John bestimmt und mikroskopisch untersucht. (Die Red.)

von der Reîsch. Andere in diesem Thale gelegene und eigentlich zu den Alî Mirzâ und Reîsch gehörige Gruben sind: Bî Râh rô, Gulû, Muhammed Hassan, Aghâl Kûftar, Tah i Meidân (die südlichste des Thales mit ungeheuren Massen alten Gerölles), Bâr i Nô, Babâ Welî, Hassan Chân Yezdî.

Dann folgt das Dar i Kûh-Thal mit den Dar i Kûh- und Kerbelâî Kerîmî-Gruben. In der Dar i Kûh-Grube wird seit alten Zeiten gearbeitet; ein Schacht derselben ist über 150 Fuss tief; ein anderer, der Dânekî-Schacht, ist des Gerölles wegen sehr gefährlich. Die Galerien dieser Grube sollen sich bis zur Zâkî-Grube ziehen. Andere Gruben dieses Thales sind die Maleh, Schah Sahih, Tschiragh Kusch, Kalâschpûsch und Tschoschmâki; (dieser letztere Name rührt davon her, dass das Muttergestein dort sehr hart, wie Feuerstein [Tschoschmâk] ist).

Nicht weit vom Dar i Kûh-Thale liegt das weisse Thal, Derreh i Safîd, mit den alten Malekî-, Zâkî- und Mirzâ Ahmedî-Gruben. Diese Gruben sollen in alten Zeiten alle vereinigt gewesen sein. Der Eingang derselben soll sich unterhalb der Mirzâ Ahmedî-Grube befunden haben. Die Schächte der Zâkî- und Malekî-Gruben sind verschüttet; man arbeitet dort in kleinen engen, in Gerölle getriebenen Schächten und Stollen. In der Mirzâ Ahmedî-Grube ist eine Galerie, die goldene genannt, da dort Schwefelkies im Gestein eingesprengt vorkommt. Die östlichste Grube ist die Abdurrezzâg-Grube; sie ist auch die älteste, früher als die Abû ishag-Grube bekannte und weitläufigste Grube. Die Tiefe vom Eingange bis zum Boden des Hauptschachtes ist 160 Fuss vertical. Gegenüber dieser Grube und in demselben Thale sind die fast gänzlich verschütteten Surch-, Aghalî- und Schahperdâr-Gruben.

Separat von diesen Gruben und südlich davon liegt die Churûdj-Grube mit fünf Schächten; diese Grube soll erst im letzten Jahrhundert eröffnet worden sein, was mir unwahrscheinlich vorkommt, da sie sehr gross ist; sie ist jetzt verlassen.

Seit Jahrtausenden ist in diesen Gruben gearbeitet worden, und da man nicht allein nach unten hin, sondern auch seitwärts und nach oben arbeitete und alles Gerölle und taube Gestein aus den Gruben schaffte, wurden riesige Höhlen gebildet; einige derselben sind 200 Fuss hoch und messen 100 Fuss im Durchmesser. In alten Zeiten wurde jedoch der Minenbau gut betrieben. Die Eingänge der Gruben waren hoch und breit, ebenso die Galerien und Stollen; überall wurden Säulen als Stützen gelassen und jede Grube hatte Ventilationsschächte. In neueren Zeiten sind alle Gruben in Verfall gerathen, die Bergleute schafften das Gerölle und taube Gestein nicht hinaus, Stützen wurden weggehauen, Galerien fielen zusammen und die alten Eingänge, die Stollen und Ventilationsschächte wurden verschüttet. Jetzt gelangt man in die Gruben nur mit grosser Gefahr, einige Galerien sind nur 2 Fuss hoch durch altes Gerölle getrieben, und oft kommen Bergleute um. Der jetzige Hauptschacht der Zâkî-Grube ist ein 60 Fuss tiefes, 250 Fuss im Umfange messendes Loch mit senkrechten Wänden. Der Boden dieses Schachtes scheint mir das frühere Dach der Grube gewesen zu sein, welches in Folge des Weghauens der Stützen endlich hinunterfiel und die ganze Grube verschüttete. In der Mitte des Schachtes

ist überall hartes Gestein. An einer Seite am Boden des Schachtes, also zwischen dem hinuntergefallenen Dache und dem festen Gestein, hat man neuerer Zeit einen engen Schacht abgeteuft, der, als ich noch dort war, in einer Tiefe von 40 Fuss auf eine grosse Seitengalerie stiess und 20 Fuss tiefer immer noch das Ende des alten Gerölles nicht erreicht hatte. Hievon kann man sich eine Vorstellung von der Grösse der alten Grube machen. In der Abdurrezzâg-Grube, 120 Fuss senkrecht vom jetzigen Eingange, liess ich 40 Fuss Gerölle herausschaffen, war aber noch nicht bis zum Ende des alten Gerölles gekommen.

Die besten Türkise kommen jetzt noch wie in alten Zeiten aus der Abdurrezzâg-Grube, doch findet man dort auch schlechte, ebenso wie man in anderen Gruben gute und schlechte Türkise findet. Man würde gewiss bessere Türkise finden, wenn man tiefer arbeitete; um dieses jedoch thun zu können, müsste man erst die Gruben vom Schutt frei machen, und dies würde viel kosten und viel Zeit nehmen. Nur die Hauptgruben zu reinigen, würde sicher 150.000 Gulden kosten. Im festen Gestein sind die Türkise dunkler und härter, im lockeren Gestein sind sie heller und weicher. Die Abdurrezzâg-Grube hat grösstentheils festes Gestein, auch die Dar i Kûh- und Reîsch-Gruben. In der Kemerî-Grube ist das Gestein am lockersten. Die lockeren Gesteine hängen gewöhnlich auf dem festen, jedoch kommt es vor, wie bei den Andjîrî- und Sar i Reîsch-Gruben, dass das lockere Gestein das Liegende ist. In einigen Gruben wird Alaun durch Zersetzung des im Gestein enthaltenden Eisenkieses gebildet, namentlich in der Zâkî-Grube, die auch ihren Namen (Zâk = Alaun) davon erhalten hat.

Im selben Gesteine wie hier kommen Türkise im Gebirge nordöstlich von Nischâpûr vor; bei Zeberkûh im Tabbas-Districte, 29 Farsach von Nischâpûr sind auch Türkisminen, dort aber treten die Türkise im geschichteten Gesteinen (Schiefer?) auf.

Türkise werden gewonnen:

1. Aus Gruben; vom Muttergestein abgehauen oder abgesprengt; das Gestein wird in der Grube mit dem Hammer zerschlagen; Türkise und Gestein mit Türkisen werden zu Tage gebracht, taubes Gestein in der Grube gelassen.

2. Aus den Steinen, die frühere Arbeiter in der Grube gelassen haben; gewöhnlich sammeln Kinder diese Türkise.

3. Aus dem feineren Gerölle in den Gruben. Das Gerölle wird zum Dorfe gebracht und dort gewaschen und im Wasser gerieben, bis Türkise erkenntlich werden; auch diese Arbeit wird gewöhnlich von Kindern unternommen. Die auf die Arten 2 und 3 gewonnenen Türkise heissen Tschâl. Auf diese Weise entstehen grosse Hügel dicht bei dem Dorfe.

4. Aus dem groben Gerölle, welches am Eingange der Gruben oder auf den Bergabhängen unterhalb der Gruben liegt. Kinder brechen die Steine an Ort und Stelle.

5. Aus dem Alluvium; dies sind die Châkî-Türkise. Männer und Kinder, manchmal auch Frauen, arbeiten hier. Die Erde wird gesiebt und Steine und gesiebte Erde sorgfältig durchsucht.

Ein guter Bergarbeiter erhält täglich $1^1/_2$ bis $2^1/_2$ Kran (120 bis 200 Centimes); gewöhnliche Arbeiter erhalten 1 Kran (80 Centimes);

Kinder werden mit 24 bis 48 Centimes per Tag bezahlt. Seit langen Jahren arbeitet aber ein Jeder für seine eigene Rechnung und dann gewinnt ein Arbeiter in den Bergwerken gewöhnlich Türkise 4 Francs im Werthe pro Tag. Seine Kinder sammeln Tschâl oder arbeiten in den Châkî-Gruben. Die Weissbärte beschäftigen sich mit dem Ankauf der Türkise von den Arbeitern, dem Schleifen der Türkise und dem Verkaufe an Händler oder deren Agenten.

Das Schleifen der Türkise geschieht auf sehr primitive Weise, indem ein kleines Rad auf einem groben Gestelle mittelst einem bogenartigen Instrumente, dessen Sehne an die Axis des Rades gewunden ist, gedreht wird, wobei auf dessen Scheibe der Arbeiter den Stein mit der linken Hand hält, während er mit der rechten Hand dreht. Das Rad wird aus Smirgel und Harz angefertigt. Hat der Stein die richtige Form erhalten, so wird er durch Reiben auf einem feinkörnigen Sandsteine, der vom Sîsar-Gebirge herkommt, und später auf einem mit Thonerde bepulverten Leder polirt. Nur wenige Steine werden im Minendorfe geschliffen und polirt; die meisten werden nur halbgeschliffen und dann nach Meschhed gesandt, von wo aus sie über Russland in den Handel kommen.

Folgender Auszug aus der von Muhammed ibn Mansûr circa im Jahre 1300 in persischer Sprache geschriebenen Mineralogie dürfte nicht ohne Interesse sein:

„Der Türkis wird nach den verschiedenen Fundorten in verschiedene Arten getheilt und Kenner wissen sogleich, wenn sie einen Türkis sehen, aus welcher Grube er gekommen ist. Es gibt fünf Arten: Nischâpûrî; Ghaznewî (Afghanistân), Ilâgî (Transoxanien), Kermânî (vergl. Jahrbuch d. geol. R.-A. XXXI, 177) und Charezmî (Chiwa). Nur die Nischâpûrî sind werthvoll, die anderen Arten sind weich, unrein, und verlieren bald ihre Farbe. Die Nischâpûrî sind hart, schön und rein und verändern ihre Farbe nicht; es gibt deren 7 Gattungen: Abû Ishagî, die eine schöne, dunkle Farbe besitzen, glänzend und rein sind; Azherî, den Abû Ishagî ähnlich, aber nicht so gut; Soleimânî, die etwas milchfärbig sind; Zarbûmî mit goldenen (Eisenkies) Punkten, nicht so glänzend wie die ersteren Gattungen; Châkî, himmelblau; Abdul Medjîdî, dunkelblau, aber nicht rein; Andelîbî, milchfarbig. Der Türkis ist bei klarem Wetter hell und glänzend, bei bewölktem Himmel trübe und matt. Einige Türkise sind weich, und mit Butter beschmiert wird ihre Farbe dunkler; aber die auf solche Weise entstandene Farbe vergeht bald. Juweliere nennen diese Qualität Sedjâ (andere Manuscripte haben hier Meschâ und Messîhâ). Ein Türkis mit zwei Farben heisst âbresch (scheckig; andere Mss. haben abras, leprös). Der harte Türkis wird mit Diamant gebohrt, der weichere mit Stahl. Von falschen Türkisen gibt es drei Arten: 1° Glassfluss; 2° einige harte, grüne aus Kupfer und anderen Mineralien zusammengesetzte Steine; 3° Madjûn i Tschînî, auch Boreizeh genannt (chinesische Paste). Es ist sehr leicht, echte Türkise von falschen zu unterscheiden. Man theilt Türkise auch nach dem Alter in alte und neue ein. Der Glanz und die Farbe der alten verändern sich nicht, die neuen verlieren bald ihre Farbe. Man sagt, dass man nie einen schönen, fehlerfreien Türkis, der mehr als 23 Gramm[1]) wog, gefunden hätte, obwohl grosse Türkise gar nicht

[1]) Ich habe durchwegs die persischen Gewichte und Werthe in französische verwandelt.

selten sind. Juweliere sprechen von einem Ilâgî-Türkis, der mehr als 920 Gramm wog und dessen Preis fünfzig (tausend?) Dinar war (850 Francs, oder 850.000). In der Geschichte der Seldjugen steht geschrieben, dass man den König Alparslân, als er Färs einnahm, aus dem Schlosse von Istachr eine Türkisschüssel brachte, die 6 Kilogramm Moschus und Amber enthielt, und dass der Name Djamschîds auf ihr gravirt war. Sultan Sandjar soll einen apfelgrossen Türkis gehabt haben. In der Schatzkammer des (Samaniden) Königs Noh ibn Mansûr war ein Türkis-Topf, der sechs, je 4½ Liter fassende Flaschen Rosenwasser enthalten konnte. In der Umgegend von Nischapûr findet man einen, dem Türkis ähnlichen Stein, aus welchem man Schachfiguren u. s. w. verfertigt, aber seine Farbe vergeht bald. Türkisminen befinden sich bei Ilâg, Ghaznî, Châarezm, im Gebirge zwischen Yezd und Kermân und im Gebirge zwischen Tûs und Nischâpûr bei dem Dorfe Paschân (der alte Name des Dorfes Mâdèn, wo die Türkisminen). Die besten Minen sind die bei Nischâpûr; dort sind sieben Gruben, aus welchen die obengenannten sieben Gattungen der Nischâpûri-Türkise kommen. Die beste Grube ist die, welche von Isaak, dem Vater Israels, entdeckt wurde und daher auch die Isaaksgrube heisst; die schlechteste Grube ist die Andelîbî. Türkise werden auf dem Rade geschliffen, dann werden sie mit einem weichen Steine und Weidenholz polirt. Die beste Art der Türkise ist die Nischâpûri und die beste Gattung der Nischâpûri ist die Abû Ishâgî; dann nächst im Werthe ist der Azherî-Türkis, dann der Soleimânî, dann der Zarbûmî, dann die Châkî und Abdul Medjîdî und endlich der Andelîbî, welcher der schlechteste ist. Die beste Farbe ist die dunkelgrüne (sic!), die nächstbeste Farbe ist die (weissliche) milchige, dann folgt die himmelblaue. Die in Chorassan und Transoxanien beliebteste Form ist die peikânî (spitze), während die Araber und Syrier die mussateh (flachen) Türkise vorziehen. Die Chinesen lieben die Tarmaleh (?), Türkise, die von anderem Gestein durchzogen sind, und verwenden sie zum Schmücken ihrer Götzenbilder und Frauen."

„Ein guter Türkis fühlt sich weich an, ist rein und glänzend. Ein Abû Ishagî oder Azherî von schöner, dunkler Farbe, fehlerfrei, 2·3 Gramm schwer, hat den Werth von 119—170 Francs; 4·6 Gramm schwer, ist er 340—510 Francs werth; 9·2 Gramm schwer, 850—1190 Francs. Die milchfarbigen Türkise, 4·6 Gramm schwer, kosten 14 Francs; mittlere Qualitäten kosten 3 Francs für einen Stein von 4·6 Gramm; schlechtere Qualitäten haben wenig Werth. Der Türkis ist ein durch Hitze verändertes Kupfererz."

„Durch das Ansehen eines Türkises wird das Auge gestärkt. Sieht man einen Türkis früh am Morgen an, so wird man einen glücklichen Tag erleben. Zur Zeit des Neuen Mondes soll man einen Türkis anschauen. Der Türkis hilft einem Besitzer zum Siege über seine Feinde, schützt ihn vor Verwundung und macht ihn bei allen Menschen beliebt. Feuchtigkeit und Oel und starke Gerüche schwächen den Glanz des Steines; Hammelfett stärkt die Farbe, daher sind die Türkise in den Händen der Schlächter immer schön gefärbt."

4. Die Nischâpûrgebirge. Im Frühlinge des Jahres 1883 machte ich eine kleine Reise um das Nischâpûrgebirge herum und einen Abstecher nach Bâr.

Das Nischâpûrgebirge, auf den Karten gewöhnlich Kûh i Benalûd genannt, besteht aus den Gebirgszügen Kûh i danleh, Kûh i Heidarî, Qurûneh, Benâlûd, mit vielen Spitzen und Kuppen von einer absoluten Höhe von 9000—11000 Fuss.

Am Südrande des Gebirges ist die Gyps- und Salzformation stark vertreten und hängt sie unmittelbar mit dem Gypse von Qaragûtschî zusammen. Ueberall liegt sie auf Nummulitenkalken. Bei Abqû und Scherîfâbâd sind Salzgruben. Bei Abqû hat der Salzstock eine Mächtigkeit von 30 Fuss und liegt unter 8 Fuss Mergel und Gyps. Die zu dieser Formation gehörenden Conglomerate bestehen meistens aus eckigen Stücken von Glimmer- und Thonschiefern, Sandsteinen und Quarz. Die Schieferstücke liegen flach, einige der grünlichgrauen, etwas mergeligen, weil mit Säuren schwach brausenden Thonschiefer, bei Ali Kûrî zeigen kleine, würfelförmige, dunkelbraune Krystalle, welche vermuthlich umgewandelte Pyrite sind. Die Sandsteine sind im Nischâpûrgebirge stark vertreten und bilden einige höhere Gebirgszüge. Dieselben liegen unter den Nummulitenkalken, und unter den Sandsteinen, die meistens röthlich gefärbt sind, liegen ältere Kalke, die auf Schiefer hängen. Unter den Schiefern liegen Quarzite und Gneiss. Die Eruptivgesteine dieses Gebirgszuges sind Basalte und Trachyte. Basalte bilden die hohen Gipfel des Benâlûdgebirges und durchbrechen und bedecken an vielen Stellen die Kalke und Sandsteine. Ich werde jetzt die auf meiner Reise beobachteten Gesteine näher beschreiben.

A. Von den Türkisminen nach Meschhed über Nischâpûr, Gadamgâh und Scherîfâbâd, dann nordwestlich bis Seidâbâd, westlich bis Kûh i gerâb und zurück südlich durch die Mârûsebene bis zu den Türkisminen.

Von den Türkisminen geht man erst über die schon oben beschriebenen Conglomerate, Sandsteine und Kalke des Sîsarzuges, dann durch das Qaragûtschîthal, in welchem sich die Salzgruben befinden. Dicht bei Qaragûtschî hängt der Gyps unmittelbar auf einer dünnen Schicht von Sandstein, die das Hangende der Nummulitenkalke bildet. Bei dem Uebergang über den Safîdrûd bestehen die Conglomerate aus Stücken von Basalt. Dicht dabei auf der linken Seite des Flusses befindet sich ein isolirter, aus demselben Gesteine bestehender Berg, der unmittelbar von der Gypsformation umgeben ist. Dann geht der Weg über zur Gypsformation gehörende Conglomerate, die jedoch bald aufhören. Von dort bis Gadamgâh, 15 engl. Meilen von Nischâpûr geht man durch die fruchtbare Nischâpûrebene. Bei Gadamgâh tritt man wieder in die tertiäre Gypsformation, die am ganzen Südrande des Nischâpûrgebirges vorkommt. In der Nähe von Alikûrî geht man über Sandstein, der unter Conglomeraten mit grünlichgrauen Schieferstücken liegt, welche an das Material der von Tietze sogenannten grünen Schichten erinnern. Etwas weiter kommen in den Conglomeraten viele kantige Stücke reinen Quarzes vor. Bei Ali Kûrî bilden Gyps und Mergel ziemlich hohe Hügel; Salz kommt hier nicht vor. Links vom Wege sind Kalke und Sandsteine und (nördlich) hinter diesen zieht sich eine Kette von basaltischen Gesteinen entlang. Bei Fachr Dâûd stehen horizontal geschichtete Thonschiefer an, die oft von Basalt durchbrochen und von Quarzadern durchzogen sind. Dann geht man über aus Thonschiefer und Basalt bestehende Conglomerate: Zwei Farsach von Fachr Dâûd bei Bozmischk

sind alte Kupfergruben, deren Schächte jetzt voll Wasser sind. Der am Fusse des Berges liegende Sand enthält dort Kupfer und Gold. Aus 180 Pfund Sand soll man durchschnittlich zwei Gramm Gold gewinnen. Dort sind Schiefer, die auf Quarzit hängen. Andere Kupfergruben befinden sich bei Qasemâbâd in der Nähe von Dizbâd i bâlâ im selben Gebirgszuge als die von Bozmischk. Bei Scherîfâbâd sind viele zur Gypsformation gehörende Hügel. Die Mergel sind dort ziegelroth und heisst das Thal dort „das rothe“. Von Scherîfâbâd nach Meschhed zu verlässt man, kurz nördlich von Scherîfâbâd, die Gypsformation und geht über Schiefer und Quarzit, auf welchen Breccien und Conglomerate hängen. Die Thonschiefer sind oft sehr dünn geschichtet, an einer Stelle fand ich, dass auf einen Zoll dreissig Schichten gingen. Dann folgen Berge von Gneiss, auf welchen Conglomerate hängen, die aus grossen Glimmerstücken und Quarz bestehen. Der Gneiss zeigt oft Risse und Sprünge, die mit Quarz und Glimmerstücken gefüllt sind. Einige der Glimmerstücke waren $1^1/_2$ Zoll lang und $^1/_2$ Zoll breit und dick. Die Risse haben gewöhnlich die Richtung N. 5° O.—S. 5° W. Das Streichen der Gneissschichten ist etwas unregelmässig, im Allgemeinen aber N 38° W. bis S. 38° O. Bei dem Turuq Caravanserai hören die Berge auf und geht der Weg über Sand bis Meschhed. Einige der Gneissberge bilden zackige Spitzen. Zwei engl. Meilen in der Richtung S. 72° W. von Meschhed liegt eine solche Gneissspitze, Kûh i Sangî genannt. Die Gneissschichten streichen dort N. 15° W.—S. 15° O., während die Spaltflächen des Gesteines die Richtung N. 75° O.—S. 75° W. haben. In der Nähe dieses Berges wird Quarz für Glasmanufactur gewonnen. Der Quarz wird in grossen abgerundeten Stücken im Sande gefunden. Von dem Golde, das in diesem Berg vorkommen soll, habe ich nichts gefunden (cf. Mémoire sur la partie méridionale de l'Asie Centrale, Khanikoff, pag. 104).

Etwas westlich von Kûh i Sangî stehen auf Gneiss hängende Thon- und Glimmerschiefer an, die von Diorit [1]) durchbrochen und viel gestört sind. Aus dem Gesteine des Diorit-Durchbruches werden die Grabsteine von Meschhed gemeisselt. Das Gestein bricht leicht in zwei bis drei Fuss breiten vierseitigen Prismen. Der Durchbruch hat die Richtung O. bis W. In den Thonschiefern kommt hier unter Mergel mit Gypskrystallen etwas Kupfervitriol vor.

Die Gneiss-Schicht zieht sich bis Bîldâr, gegenüber Kâzemâbâd, nach Nordwesten hin. Von Kâzemâbâd aus besuchte ich die alte Goldgrube bei Turkobeh. Bei Bîldâr sind kahle Gneiss-Berge. Zwei Meilen weiter, dicht bei Turkobeh, hängen Thonschiefer auf dem Gneiss. Die Schiefer streichen hier S. 65° O. bis N. 65° W., fallen fast vertical nach Süden und führen viele Quarzadern, deren Richtung N. 52° W. bis S. 52° O. ist. Die Adern fallen 75° bis 80° nach Süden. In diesen Quarzadern ist Gold gefunden worden. Die alte Goldgrube liegt etwas höher; dort sind keine Schiefer. Der goldführende Gang kommt im Gneiss vor mit Saalbändern von eisenschüssigem Quarz. Der Gang hat

[1]) Anmerkung: Die Bestimmung dieses Gesteins wurde nach einer eingesendeten, allerdings stark zersetzten Probe von Herrn C. v. John nach einem Dünnschliff vorgenommen. (Die Red.)

die Richtung N. 30° W. bis S. 30° O. und fällt beinahe senkrecht. Die alte Grube ist ziemlich weitläufig. 25 Meter vom Eingange des fast horizontal getriebenen Hauptstollens ist ein 12 Meter tiefer Schacht; in diesem Schachte, der, als ich ihn sah, einen Meter Wasser hatte, wurde im Jahre 1879 etwas Gold gefunden; 25 Meter weiter, wo ein senkrechter Schacht hinaufsteigt, geht man 2 Meter hinunter, 56 Meter weiter steigt man etwas, 29 Meter weiter geht man wieder hinab und 6 Meter weiter (141 vom Eingange) erreicht man das Ende. Dieser Hauptstollen ist am Eingange 3 Fuss breit und 10 Fuss hoch; ungefähr 70 Meter vom Eingange ist er nur $1^1/_2$ Fuss breit und an einer anderen Stelle nur 2 Fuss hoch, sonst ist er überall 2 bis 3 Fuss breit und 9 bis 10 Fuss hoch. Die Horizontalstrecken dieser Grube gehen immer in der Richtung der Quarzader N. 30° W. bis S. 30° O. An den Seiten des Stollens bemerkte ich von Eisenoxyd braun gefärbte Krystalle schwefelsauren Kalkes, rothen Eisensand, und am Ende des Stollens Brauneisenstein. Oberhalb des Hauptstollens sind zwei halbverschüttete Eingänge anderer Stollen und oben auf dem Bergrücken ungefähr 120 Fuss höher als der Haupteingang der Grube ist ein senkrechter Schacht im Gneiss abgeteuft und ausgehöhlt worden. Dieser Schacht hat über 50 Fuss im Durchmesser. 400 Meter von der alten Grube in der Richtung N. 83° W. sind noch zwei verschüttete Schächte und in der Richtung S. 61° O. zwei andere gleichfalls verschüttet. Der Gneiss ist hier fast überall frei und unbedeckt, nur an einigen Orten sind kleine Partien von darauf hängenden Schiefern zu sehen. Die goldführenden Gänge der alten Grube sitzen nicht, wie Herr Hübel mir mittheilte (Jahrbuch d. geol. R.-A. Bd. XXXI, pag. 172) im Glimmerschiefer auf, sondern immer im Gneiss. Nur die in neueren Zeiten versuchsweise betriebenen goldführenden Gänge in der Nähe der alten Grube setzen in Schiefern auf. In den Bächen der umliegenden Thäler hat man vor einigen Jahren auch Schürfarbeiten unternommen; z. B. im Noghunder Flussbette, dicht bei der Asalî-Quelle, wo zwei Quarzadern anstehen, hat man den Fels 10 Fuss tief gesprengt, nur um einen schön glänzenden Eisenkies, den man sich als Gold vorstellte, zu erbeuten. Einige Maulthier-Ladungen dieser Eisenkiese wurden nach Teherân gesandt; der mit den Arbeiten betraute Regierungsbeamte war sehr überrascht, als man ihm telegraphisch mittheilte, dass sein Gold Eisen wäre und dass er doch die Arbeiten einstellen möchte.

Nordwestlich von Bîldâr steht Gneiss nicht mehr an, er wird dort von Schiefern und diese wieder von Kalken und Sandsteinen bedeckt. Einige Miles von Bîldâr bei Schandîz sind Marmorbrüche in Kalksinter-Bildungen, welche denen von Daschkesèn zwischen Tauris und Marâgha sehr ähnlich sind. Noch weiter nach Nordwesten bei Fîrîzî kommt Steinkohle im Sandstein vor. Bis hinter Seidâbâd sind die Berge Sandsteine und jüngere Kalke. Dann bei Scheffâbâd stehen Schichten eines hellfarbigen harten, vermuthlich trachytischen Tuffes an, die 20° nach N. fallen und N. 40° W. bis S. 40° O. streichen. Dann folgen wieder Kalke und bei Gulschanâbâd rothe Mergel, Conglomerate und Gyps. Von Chalalû an geht man über aus jenen hellen Tuffen und ähnlichen Gesteinen bestehenden Schichten. Die Kûh i Dauleh-, Heidarî, die Sumbek-, Gerâb- und Aschug-Spitzen bestehen auch aus diesem Gestein,

das jedoch verschieden gefärbt ist, grau, bläulich und röthlich. Dann folgen Conglomerate und Sandsteine, und von dort bis zum Gebirge mit den Türkis-Minen wechsellagern Kalke und Schiefer, die oft von einem hellgrünlichen, quarzhaltigen anscheinend klastischen Gestein durchsetzt sind, während die Berge nach Westen zu aus mannigfaltigen Gesteinen der Trachytfamilie bestehen, unter welchen sich ein Hornblendeandesit befindet.

B. Abstecher nach Bâr, von Nischâpûr aus.

Bis Mihrâbâd geht es über Löss, Kies. Bei Mihrâbâd sah ich Nummulitenkalke, rothe Sandsteine, rothe Sandsteinschiefer und Basalte, sowie Gyps. Nach Beobachtungen nördlich von Bachschan scheinen dort die Basalte auf dem rothen Sandstein zu liegen und ihrerseits stellenweise von den rothen Sandsteinschiefern bedeckt zu werden.

Zwischen Bachschan und Abqû liegen grosse Conglomerat-Blöcke. Diese Blöcke sind nicht von den Bergen heruntergebracht worden, da sie dann gewiss in Stücke gefallen wären. Sie müssen hier das Hangende von lockeren, mit der Zeit weggewaschenen Mergelschichten gebildet haben. Die Berge nördlich von hier sind sehr steil. Nicht weit von Abqû grenzt die Gypsformation an rothe schiefrige Sandsteine; wahrscheinlich geht zwischen diesen Bildungen eine Störung durch. Jene rothen Sandsteinschiefer und die sie überlagernden Kalke sind aber concordant und fallen hier nach Norden, während der Gyps sich im Süden der genannten Ablagerungen befindet. Bei Malachderreh sind Nummulitenkalke, die von einem röthlichgrauen Trachyt von kleinkörniger Beschaffenheit durchbrochen und bedeckt werden. Auf den Kalken hängt die Gypsformation mit dem Salzstocke von Abqû. Unter den Kalken liegen Schichten von jenen rothen Sandsteinschiefern, die eine ziemlich hohe Bergkette bilden und sich östlich bis Mihrâbâd hinziehen.

Von Malachderreh bis Bâr geht man den Bârfluss hinauf. Der Fluss bahnt sich seinen Weg durch die Berge rechtwinklig zur Axis (N. 65° W. bis S. 65° O.) derselben. Kurz hinter Malachderreh sind Nummulitenkalke, die auf Schiefer hängen. Etwas weiter hängen rothe Sandsteine auf Schiefer. Die Sandsteinschichten sind gestört und von einem basaltischen dunkelfarbigen Eruptivgestein durchbrochen. Bei Tâghun bilden Nummulitenkalke das Liegende der rothen Sandsteine. An andern Orten ruhen gelbe Sandsteine auf wellig geschichteten Nummulitenkalken. Die hohen Berge um Bâr herum bestehen aus Kalken, die auf Schiefer hängen. In den Schiefern sind verlassene Blei- und Kupfergruben. In den Kalken befinden sich die Quellen von den Bâr- und Safîd-Rûd-Flüssen. Westlich von Bâr sind die Schieferschichten unbedeckt; der Kâtsch-Pass führt über Schiefer. Dann stehen die Kalke wieder an; Sandsteine und Conglomerate hängen auf denselben. Diese Schichten sind oft gestört und knieförmig gebrochen, wie derartige Knickungen beispielsweise bei Teng i bôlâ zu beobachten sind, wobei die Conglomerate den obersten, die Sandsteine den mittleren und die Kalke den tiefsten Platz in dieser Schichtenreihe annehmen. Hinter Mârûs fängt die Gypsformation wieder an.

Spalten und Vulcane.

Von Dr. **Ferdinand Löwl.**

Unsere Vulcantheorien greifen zu derselben Krücke, an der in früheren Jahren die Lehre von der Thalbildung einherhinkte. Solange man die Arbeitskraft des Wassers verkannte, waren die Thäler klaffende Spalten; seit das Schlagwort von der Passivität der Eruptivgesteine durch den allgemeinen Gebrauch die Weihe eines Glaubenssatzes erhielt, können Laven und Dämpfe nur dort ausbrechen, wo ihnen Verwerfungen die Wege bahnten. Doch die Herstellung solcher Wege ist nicht die einzige Function der grossen Bruchspalten. Die Theorie muthet ihnen im Ganzen drei Leistungen zu. Sie sollen erstens Wasser zu den vulcanischen Herden hinableiten, zweitens im Augenblicke ihres Entstehens das unter dem Drucke der Erdrinde verfestigte Magma örtlich entlasten, verflüssigen und ausbruchfähig machen, drittens endlich dem gluthflüssigen Gesteinsbrei den Durchbruch durch die Erstarrungskruste unseres Planeten ermöglichen. Man scheut sich nicht einmal, in einem bestimmten Falle einer und derselben Spalte mehrere dieser Verrichtungen aufzubürden. So behauptet Verbeek, dass der Krakatão-Bruch, dessen Vorhandensein noch gar nicht sichergestellt ist, im Jahre 1880 durch eine von Erdbeben begleitete Störung wieder aufgerissen wurde, von 1880 bis 1883 das Seewasser in die Tiefe dringen liess und zum Schlusse für die gespannten Dämpfe und die emporgepressten Laven die Dienste eines Ventils versah. [1])

Die klastische Infiltration des Oberflächenwassers, die Annahme von Wassersäulen oder spaltenfüllenden Wassergängen, die in magmatische Teufen hinabsteigen [2]), verträgt sich nicht mit dem heutigen Stande der Geophysik. Erstens dürfte die Temperatur in jener Tiefenstufe den kritischen Punkt des Wassers weit übersteigen, und zweitens

[1]) Johnston-Lavis bemerkt dazu: If this were so, it certainly seems a strange thing, that no less than three years should be necessary to heat the water before the explosion took place. Nature. XXXIII. 6. — In Verbeek's erstem Berichte war nur von einer Krakatãospalte die Rede. in dem Hauptwerke aber werden bereits drei Bruchlinien vorausgesetzt, deren Schnittpunkt mit der Ausbruchstelle der Insel Krakatão zusammenfallen soll. Vergl. Nature, XXX. 10 und XXXII. 601.

[2]) Reyer: Beitrag zur Physik der Eruptionen und der Eruptivgesteine. pag 37. u. folg.

ist die Voraussetzung tiefgreifender, klaffender Spalten unvereinbar mit einer der wichtigsten und auch gesichertesten Errungenschaften der Erdkunde, mit der Lehre von dem batholithischen Gebirgsdrucke und der latenten Plasticität der von ihm betroffenen Gesteine. Wer diese Theorie in dem Mechanismus der Gebirgsbildung gelten lässt — und das thun heutzutage wohl die meisten Geologen — der darf sich ihrer auch in der Erklärung anderer Phänomene nicht entschlagen.

Der Gesichtspunkt, den Gilbert bereits im Jahre 1875 in den Henry Mountains aus der Beobachtung bruchlos aufgetriebener lakkolithischer Schichtenkuppeln gewann, wurde durch die grundlegenden Untersuchungen Heim's gegen jeden Einwurf gesichert.[1]) Heim gab dem Resultate, zu dem er auf verschiedenen Wegen gelangte, die allbekannte Fassung: „In einer gewissen Tiefe unter der Erdoberfläche sind die Gesteine weit über ihre Festigkeit hinaus belastet. Dieser Druck pflanzt sich in allen Richtungen fort, so dass ein allgemeiner dem hydrostatischen Drucke entsprechender Gebirgsdruck allseitig auf die Gesteinstheilchen einwirkt. Dadurch sind dort die sprödesten Gesteine in einen latent plastischen Zustand versetzt. Tritt eine Gleichgewichtsstörung durch eine neue Kraft hinzu, so geht die mechanische Umformung in dieser Tiefe ohne Bruch, in zu geringen Tiefen bei den spröderen Materialien mit Bruch vor sich.“

Nach dieser wohl begründeten Theorie kann es in der Zone der latenten Plasticität gar keine klaffenden Risse geben. Alle Verwerfungen, welche die in der Erdkruste eintretenden Spannungsdifferenzen zu lösen haben, müssen in jener Tiefenstufe, wo jede Gleichgewichtsstörung durch eine bruchlose molekulare Umlagerung aufgehoben wird, in Flexuren übergehen.[2]) Obzwar klaffende Risse sich auch in höheren Horizonten bald wieder schliessen oder durch Secrete vernarben, wird man doch nicht in Abrede stellen, dass sich das Wasser in ihnen seine Wege offen hält. Ein tieferes Eindringen aber — sei es auf klastischen, sei es auf capillaren Wegen — ist nach dem Gesagten schlechterdings undenkbar. Heim zieht nur eine unvermeidliche Consequenz aus seiner Theorie, wenn er behauptet: „Dass der Gebirgsdruck in solche Tiefen, wo Lavahitze herrscht, kein Wasser mehr eindringen lässt, dass schon in viel geringeren Tiefen alle Spalten und überhaupt alle Wasserwege geschlossen und verquetscht sein müssen, ist nach unseren Erörterungen selbstverständlich. Es ist undenkbar, dass Wasser in Tiefen über 5000 Meter unter das durchschnittliche Niveau der Oberfläche eindringe. Die vulcanischen Herde sind vom Meerwasser abgeschnitten.“ [3])

Auch die zweite Function der Spalten, die Entlastung des durch den Druck verfestigten Magmas, ist mit Heim's Theorie nicht in Einklang zu bringen. Wenn sich die Brüche in einer Tiefe von 2 bis 5 Kilometer unter dem Einflusse der latenten Plasticität in Kniefalten umsetzen, können sie den Druck, der das Magma gefesselt halten soll,

---

[1]) Gilbert: Geology of the Henry Mountains, pag. 75. Heim: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. II. 1. Abschnitt. Vergl. auch Zeitschrift der deutschen Geol. Ges. 1880. 262.

[2]) Heim hat solche Uebergänge sogar beobachtet — allerdings nur in kleinen Verhältnissen, a. a. O. 198.

[3]) a. a. O. 110.

nicht vermindern. Da die Hypothese einer Entlastung des Erdinnern durch den Spaltenwurf in der heutigen Vulcanlehre eine sehr wichtige Rolle spielt, wollen wir ihr an der Hand Reyer's, der sie am klarsten entwickelte, näher treten.[1]) Reyer sagt: Das Magma besteht aus Stoffen, welche durch den Druck im Erstarren gefördert werden. Da nun die Wärmezunahme gegen das Erdinnere langsamer erfolgt als die Druckzunahme, dürfen wir annehmen, dass sich die Hauptmasse des Magmas in einer gewissen Tiefe verfestigt und dass auch die Liquida, mit denen der Gesteinsbrei durchtränkt ist, einen hohen Grad von Zähigkeit erreichen. Der Erdkörper ist also thatsächlich starr. Potenciell aber ist er in sehr geringer Tiefe schon magmatisch. Um das verfestigte, starre Magma in den flüssigen Zustand zurückzuführen und so ausbruchfähig zu machen, ist nichts weiter nöthig als eine Druckverminderung. Diese Druckverminderung kann nur durch die Brüche und Spalten der Erdrinde bewirkt werden. In dem Augenblicke, da eine Spannungsdifferenz in der Erstarrungskruste ausgeglichen wird durch einen Berstungsriss, der bis zum Magma hinabreicht, kann sich dieses in Folge der plötzlichen Entlastung wiederum ausdehnen und verflüssigen. Es hat das natürliche Bestreben gegen den Ort des geringsten Druckes in der Spalte emporzudringen und bietet so auch dem tiefer liegenden Magma Raum zum Aufdunsen, Verflüssigen und Nachrücken. — Die Entlastung und Auflockerung muss nun immer weiter um sich greifen und zum Schlusse ein förmliches Auslaufen des Erdkerns herbeiführen. So kann die kleinste tektonische Störung den Anstoss geben zu einer Weltkatastrophe.

Das wäre das Ziel, welches Reyer's Deduction erreichen müsste, wenn sie nicht unterwegs, bei dem oben eingeschalteten Gedankenstriche, entgleiste. Man stösst an dieser Stelle wider Erwarten auf den Satz: „Ob die Lava injicirt oder ejicirt wird, die Endfolge ist neuerliches Erstarren des Magmas in der Tiefe, denn die emporgedrungenen Massen drücken auf die tiefer liegenden erweichten Theile, und dieser Druck stellt jene Starrheit wieder her, welche vor dem Risse geherrscht hat; so setzt die Injection oder Eruption der anfänglichen Erweichung Grenzen und gestattet nicht, dass die Verflüssigung mehr als eine locale Bedeutung gewinne.“ [2]) An diesem beschwichtigenden Schlusse ist mancherlei auszusetzen. Erstens bietet eine Spalte, wenn sie an einer oder an mehreren Stellen durch den aufquellenden Gesteinsbrei verstopft ist, in ihrer Längenerstreckung noch zahllose andere Auswege, und zweitens müssen die Liquida des entlasteten Magmas sich so gewaltsam ausdehnen, dass sie die einmal aufgesprengten Vulcanschlote nicht nur offen halten, sondern auch erweitern können. Es ist daher nicht einzusehen, wie die Auflockerung und das Emporquellen des magmatischen Erdkerns zum Stillstande zu bringen wäre. Diese Schwierigkeit scheint sich auch Reyer aufgedrängt zu haben, denn er bemüht sich an einer andern Stelle seines Buches, sie durch eine längere Auseinandersetzung zu bannen.[3]) „Jeder Ausbruch“, heisst es da, „würde durch Zeiträume fortdauern, von denen wir uns keine Vorstellung machen können, wenn dessen äussere und innere Bedingungen

[1]) Beitrag zur Physik der Eruptionen, pag. 119—125.
[2]) a. a. O. 124.
[3]) a. a. O. 105.

ungeändert blieben. Unter dieser Voraussetzung könnte erst Ruhe eintreten, wenn das Erdinnere so weit von Gasen befreit wäre, dass der herrschende Druck genügt, die Gasspannung in jedem Theile des Ganges zu hemmen." — Ein werthvolles Zugeständniss, das der früher angeführten Behauptung geradezu widerspricht.

Was für Bedingungen sind es nun, die sich ändern müssen, wenn ein Feuerberg zur Ruhe kommen soll? Reyer glaubt das Versiegen der vulcanischen Ergüsse aus der schlierigen Beschaffenheit der geförderten Laven erklären zu dürfen. Reichlich mit Wasser imprägnirte und basische Schmelzflüsse zeichnen sich bekanntlich durch eine grosse Beweglichkeit aus. Kommt nun nach solchen dünnflüssigen Laven eine wenig durchtränkte oder eine sauere Schliere zur Förderung, so kann es geschehen, dass der Schlot durch den zähen Teig verstopft wird und der Vulcan zeitweilig oder für immer erlischt. — Die Möglichkeit eines solchen Vorganges soll nicht geläugnet werden. Man vergegenwärtige sich nur den Trachytbuckel Monte della Croce in dem basaltischen Ringgebirge der Rocca Monfina oder die schöne, glockenförmige Trachytkuppe Puy de Sarcoui zwischen den Schlackenkegeln Puy la Goutte und Petit Puy Sarcoui. In diesen und ähnlichen Fällen wurde die vulcanische Thätigkeit wirklich durch das Aufsteigen sauerer Schlieren unterdrückt. Doch die Erfahrung lehrt, dass das Ende einer Eruption in der Regel nicht durch die Verstopfung des Schlotes, sondern nur in Folge einer sichtlichen Erschöpfung der vulcanischen Kraft eintritt. Uebrigens wäre die Lehre von der Entlastung des Magmas durch Bruchspalten auch dann nicht zu retten, wenn sich in allen Fällen nachweisen liesse, dass die Vulcane durch die Förderung zäher Laven zum Schweigen gebracht werden. Setzt man mit Reyer und anderen Geologen voraus, das Erdinnere werde durch die Verwerfungen und Risse der Erstarrungskruste in den flüssigen und magmatischen Zustand zurückgeführt, dann muss man auch zugeben, dass nichts im Stande ist, der weiteren Auflockerung und dem fortgesetzten Ausströmen des Magmas Einhalt zu thun. Die erörterte Hypothese widerspricht also nicht nur der Lehre Heim's von der latenten Plasticität der tieferen Zonen der Erdrinde, sondern auch den Erscheinungen, welche die thätigen Vulcane dem Beobachter darbieten. Für ihre Vertreter bleibt der rasche Abschluss, den die meisten Ausbrüche finden, ein unlösbares Räthsel.

Auf dieselben Schwierigkeiten stösst jene eklektische Theorie, welche Reusch auf Grund älterer Anschauungen Herschel's, Hunt's, Mallet's und Anderer entwickelte.[1]) Die Felsarten der Erdkruste haben nach Reusch's Ansicht einen ähnlichen Kreislauf durchzumachen, wie das atmosphärische Wasser. Jede Schichtenreihe, die unter jüngeren Ablagerungen begraben wird, kann durch den gebirgbildenden Seitenschub und unter dem Einflusse des Regionalmetamorphismus in eine magmatische Schliere umgewandelt werden, welche durch die während oder nach der Faltung entstandenen Risse zur Förderung gelangt. Es liegt auf der Hand, dass sich diese Auffassung mit Heim's Theorie und mit den Ergebnissen einer unbefangenen Beobachtung ebenso wenig in Einklang bringen lässt, wie die ihr nahe verwandte Hypothese

[1]) Ueber Vulcanismus, pag. 30.

Reyer's. Beiläufig sei noch bemerkt, dass auch Fisher's Versuch, die Entlastung des Magmas auf den Abstau der zusammengeschobenen und gefalteten Rindentheile zurückzuführen, an der Lehre von dem allgemeinen Gebirgsdrucke scheitert. In den tieferen Zonen der Erdkruste können weder senkrechte Spalten noch wagrechte Hohlräume aufgesprengt werden.[1])

Die dritte Aufgabe der grossen Brüche und Verwerfungen ist das Erschliessen von Auswegen für das „passive" Magma. Soweit die einzelnen Vulcantheorien sonst auseinandergehen, in diesem Punkte treffen sie einträchtig zusammen. Die Gründe dieser auffallenden Uebereinstimmung liefern zwei Thatsachen, deren Erklärung dem Anscheine nach nur durch die Annahme einer Spalteninjection ermöglicht wird: Die geographische Verbreitung der Vulcane lehrt, dass die Ausbruchstellen an gebrochene, zerstückte, verworfene Schollen der Erdkruste gebunden sind und dass sie mit Vorliebe in Reihen auftreten, deren Verlauf an das Streichen von Bruchlinien erinnert. — Nachdem Buch's Hebungstheorie durch die exacten Forschungen Scrope's, Prevost's, Junghuhn's und Anderer gefällt und die ältere Auffassung Dolomieu's und Spallanzani's wieder in ihre Rechte eingesetzt worden war, mussten die beiden Erfahrungssätze, die sich aus der räumlichen Vertheilung der Vulcane ergeben, der Reaction gegen die Annahme einer gebirg- oder auch nur bergbildenden Wirksamkeit der Eruptionen kräftig Vorschub leisten. Es konnte gar nicht ausbleiben, dass die Sieger in diesem ungleichen Kampfe durch ihren Eifer in das entgegengesetzte Extrem getrieben wurden. Wenn die ausströmenden Dämpfe und Laven keinerlei Störungen in den durchbrochenen Schichtenreihen hervorrufen, wenn die Mündungen der vulcanischen Schlote überdies in Reihen geordnet und an Bruchregionen gebunden sind, dann empfiehlt sich allerdings Prevost's Annahme, dass das eruptive Magma „nur die vorhandenen Lösungen der Continuität der Erdrinde benützt, um hervorzutreten und sich auszubreiten." Dieser Satz hat etwas so Verlockendes, dass ihm selbst Heim rückhaltlos zustimmt, und zwar in demselben Werke, in welchem er der Voraussetzung tiefgreifender Spalten jeden Anspruch auf weitere Duldung entzieht.[2])

Prüfen wir nun die einzelnen Erscheinungen, in denen sich das passive Verhalten des Magmas äussern soll. Dass die Vulcane vorzugsweise auf solchen Schollen der Erdrinde sitzen, welche von Bruchlinien durchzogen sind, wird heutzutage wohl Niemand mehr in Abrede stellen. An den niedergebrochenen Rändern pelagischer Becken, auf der abgesunkenen Innenseite mancher Faltengebirge und auch in zerstückten und verworfenen Tafellandschaften herrscht zwischen dem Gebirgsbaue und den Eruptionen ein gesetzmässiges Verhältniss, mit dem sich jede Vulcantheorie abfinden muss. Doch über dieses Zugeständniss darf man ohne zwingende Gründe nicht hinausgehen. Ist eine Bruchregion der Schauplatz vulcanischer Ausbrüche, so folgt daraus noch nicht, dass diese Ausbrüche an die einzelnen Bruchlinien gebunden sind. Die

[1]) Fisher: On the Elevation of Mountain Chains, with a Speculation on the Cause of Volcanic Action. Geol. Mag. V. 493.

[2]) a. a. O. 124, 125.

effusiven Basaltdecken Nordböhmens lasten auf dem abgesunkenen Südflügel des Erzgebirges. Zieht man aus dieser unbestreitbaren Thatsache, wie ich selbst vor einigen Jahren that, ohne weiteres den Schluss, dass die eruptiven Massen aus den Spalten der verworfenen Scholle emporquollen, so zeigt man eben nur, dass man unter der Herrschaft eines Vorurtheiles steht. Um das Verhältniss zwischen Spalten und Eruptionen zu ergründen, muss man zunächst die räumlichen Beziehungen derselben mit der grössten Genauigkeit feststellen. Das lässt sich aber nur in Regionen durchführen, deren Gebirgsbau nicht etwa in sporadischen Entblössungen sondern auf weite Strecken hin vollkommen aufgeschlossen ist. Als ein solches Gebiet stellt sich das Coloradoplateau dar, und hier wurde denn auch in der That ein durchschlagender Erfolg erzielt. Wie ich bei einer früheren Gelegenheit erwähnte [1]), konnte Dutton nachweisen, dass die Schlote der Kraterberge, welche über das Uinkaret-Plateau ausgestreut sind, die zusammenhängende Schichtentafel selbst durchbrechen und den grossen Spalten derselben fernbleiben. [2]) An einer Stelle der linken Thalwand des Grand Cañon, gegenüber der Mündung des Torowcap-Grabens, ist ein Profil aufgeschlossen, welches wohl auf der ganzen Erde nicht seines Gleichen findet. Hier thront 1000 Meter über dem Flusse, hart am Rande der „Esplanade“ — jener breiten Seitenterrasse, welche in die Wände des Grossen Cañon eingeschnitten ist — ein basaltischer Schlackenkegel, dessen lavaerfüllter Schlot an dem Absturze der wagrecht übereinander liegenden Plateauschichten bis zum Colorado River hinab zu verfolgen ist. [3]) Da der Basaltgang nicht mit einem Bruche zusammenfällt, sondern die ungestörten Sedimente auf vielfach gebrochenem Wege durchschneidet, muss die Lava an dieser Stelle ebenso wie im Uinkaret-Plateau gewaltsam emporgedrungen sein. Suess behauptet ohne Rücksicht auf die Angaben seines und unseres Gewährsmannes, dass „die Basalte in engen, im Cañon oft auf grosse Höhen blossgelegten Spalten aufgestiegen sind und, ohne an den Wänden zu erkalten, hoch oben ihre Aschenkegel aufgeschüttet und ihre Laven ergossen haben.“ [4]) Man ersieht aus diesem Zugeständnisse an die Theorie, dass in dem Kampfe gegen ein tief eingewurzeltes Vorurtheil mitunter auch die glaubwürdigsten Beobachtungen unterliegen. Es muss daher, je sorgsamer man dem Zeugnisse Dutton's aus dem Wege geht, mit desto grösserem Nachdrucke immer und immer wieder hervorgehoben werden, dass die im Coloradoplateau gesammelten Erfahrungen die Unabhängigkeit der Vulcane von den Spalten erweisen.

Das „reihenförmige“ Auftreten der Eruptionskegel und der älteren Massenergüsse ist dem von Dutton gefundenen Beweismaterial nicht gleichwerthig. Es kann die Spalteninjection im günstigsten Falle nur wahrscheinlich machen. Dieser günstige Fall ist an zwei Voraussetzungen gebunden, um die man sich bisher wenig kümmerte. Wenn das Magma durch Spalten emporstiege, dann müssten seine Anhäufungen

[1]) Die Granitkerne des Kaiserwaldes.
[2]) Dutton: Tertiary History of the Grand Cañon District. 105.
[3]) Dutton a. a. O. 95, 96.
[4]) Suess: Das Antlitz der Erde. I. 740.

auf der Erdoberfläche erstens dicht geschaart sein und zweitens in ihrem Streichen den Zug der Bruchlinien getreu widerspiegeln. Einige Massenergüsse, z. B. die langen Trachytzüge auf der Innenseite der Karpathen, scheinen diesen Anforderungen zu entsprechen. Gewissheit ist nicht zu erreichen, da die Lage der Ausbruchstellen durch die eruptiven Massen selbst verdeckt wird. Man muss demnach die Topographie der Kraterberge zu Rathe ziehen. Auf diesem Gebiete aber kann Jeder selbständige Untersuchungen anstellen. Wer irgend eine unserer „Vulcanreihen" auf einer Karte, und wäre es auch nur auf einer Uebersichtskarte, prüft, dem werden sofort die grossen Abstände zwischen den einzelnen Eruptionskegeln auffallen. Ist er ein Anhänger der Spaltentheorie, so wird er sich zu der Annahme bequemen müssen, dass ein meilenweit fortstreichender Bruch von dem gluthflüssigen Gesteinsbrei nicht wie bei den Massenergüssen in seiner gesammten Längenerstreckung, sondern nur an einigen, weit von einander entfernten Stellen als „Ausweg" benützt wurde.

Eine noch grössere Verlegenheit erwächst der Theorie aus dem gebrochenen, zickzackartigen Verlaufe der „Vulcanreihen" und aus ihrem Anschwellen zu breiten Zonen und Gürteln. Man hilft sich hier in der Regel mit der Interpolation einer beliebigen Anzahl peripherischer und transversaler Brüche. Jeder abseits stehende Krater erhält seine eigene Spalte. Doch wer je den Versuch anstellte, für irgend eine Vulcanregion, etwa für die Ausbruchstellen Javas oder für die Vulcanreihe von Mexico, ein Spaltennetz zu construiren, der dürfte sehr bald den Eindruck gewonnen haben, dass er sich mit einem Geduldspiele beschäftige. Eine Hypothese, die, um ihr Dasein weiter zu fristen, zu solchen Mitteln greift, gibt sich selbst auf. Die Vulcanspalten sind gerade so imaginär, wie jene Thalspalten, die sich nicht aus dem Gebirgsbaue, sondern nur aus den Oberflächenformen erschliessen lassen.

Damit soll das Vorhandensein wahrer Lavagänge, wahrer Dykes, keineswegs geleugnet werden. Es wäre ja auch nicht einzusehen, warum das Magma, wenn es während des Durchbruches durch die Erdkruste in den höheren Schichtenreihen auf Brüche stösst, diesen Brüchen nicht folgen und in ihnen nicht gangförmig erstarren sollte. Ob dabei klaffende Risse oder nur Flächen gelockerten Zusammenhaltes, gleich den Schichtfugen, in's Spiel kommen, bleibt ohne Belang. In beiden Fällen muss die Kraft, welche die Laven emportreibt, im Vereine mit den ausspratzenden Gasen die Hauptarbeit leisten.

Die Spaltentheorie hat den Sachverhalt umgestülpt. Sie lässt das Magma durch die Risse der Erstarrungskruste so ruhig wie etwa das Quecksilber in dem Glasrohre eines Barometers emporsteigen. Dass diese Ansicht nicht allein der Lehre von dem batholithischen Gebirgsdrucke, sondern auch orologischen und geographischen Erfahrungen widerspricht, wurde bereits dargethan; wir haben also nur noch die Frage aufzuwerfen, ob sie in den Erscheinungen, welche einen vulcanischen Ausbruch zu begleiten pflegen, eine Stütze findet.

Oeffnet sich irgenwo ein neuer Schlund oder nimmt ein alter Vulcan nach längerer Ruhe seine Thätigkeit wieder auf, so wird die Eruption durch heftige Erdstösse angekündigt, deren Schüttergebiet im Gegensatze zu dem Bereiche der grossen tektonischen Beben eng umgrenzt

ist. Die drohende Sprache dieser Vorboten wurde bisher immer verstanden — auch von Jenen, die sich am Schreibtische in die Lehre von der Passivität der Eruptionen eingesponnen haben. Aus den Berichten und aus den lebhaften Schilderungen aller Augenzeugen geht deutlich hervor, dass die Wucht der Sinneseindrücke auch das hartnäckigste Vorurtheil überwindet und jeden Zweifel an dem gewaltsamen Empordringen, an dem Durchbruche des Magmas unterdrückt. Eine Ueberrumpelung des Urtheils durch die Schrecken erregenden Aeusserungen der vulcanischen Kraft wäre durch eine nachträgliche sorgsame Prüfung der beobachteten Vorgänge und der bleibenden Wirkungen leicht unschädlich zu machen. Doch gerade eine solche Prüfung pflegt die Richtigkeit des ersten Eindruckes zu bestätigen. Wenn man in den Auswürfen einiger Eifelvulcane nicht allein Bruchstücke des anstehenden Grundgebirges, sondern auch einzelne Brocken eines batholithischen Granits antrifft; wenn der graue, trachytische Tuff, welcher die Grundlage des Mte. Somma bildet, förmlich gespickt ist mit silicatreichen Trümmern und Blöcken von Apenninkalk, so spricht das jedenfalls entschieden für die Annahme, dass die Laven nicht ruhig in vorhandenen Spalten emporsteigen, sondern sich ihre eigenen Wege aussprengen. Besonders lehrreich ist das zweite Beispiel. Die Kalkblöcke des Vesuv, welche durch das glühende und mit Lösungen getränkte Magma zum Theil in Marmor umgewandelt und mit den schönsten Silicaten imprägnirt wurden, sind auf die ältesten Auswürfe des Vulcans beschränkt. Sie kommen nur in dem Trachyttuffe an der Basis des Mte. Somma vor. Wir dürfen daraus schliessen, dass der Schlot, den die ersten Eruptionen in dem Kalkgebirge gewaltsam aufsprengten, seither nie völlig verstopft und verschlossen war. Nur die heftigsten, nach langen Ruhepausen eingetretenen Ausbrüche, z. B. der vom Jahre 79, förderten unter basaltischen Schlacken und Aschen auch zahlreiche kleine Kalkfragmente zu Tage. Offenbar musste in solchen Fällen der durch den Gebirgsdruck verquetschte Eruptionscanal neuerdings geöffnet oder doch erweitert werden. In den jüngsten Auswürfen des Vesuv sind Kalkbrocken grosse Seltenheiten. [1])

Wo die Erosion den inneren Bau der Vulcane oder gar deren Untergrund aufgeschlossen hat, mehren sich die Beweise für die Activität des Magmas. Die Erscheinungen, welche hier in Betracht kommen, sind allgemein bekannt. Wer sie in seinen Speculationen ausser Acht lässt, der will eben nicht sehen, der glaubt ein Hirngespinnst dadurch retten zu können, dass er beide Augen zudrückt. Unregelmässig verzweigte Apophysen, Gänge, welche die Schichtenreihen nicht als blattförmige Gesteinskörper, sondern auf gebrochenen Wegen durchschneiden oder wohl gar streckenweise als Lagergänge den Schichtfugen nachgehen [2]); intrusive Stiele und Stöcke von elliptischem oder auch kreisrundem Querschnitte, deren Aufsteigen im Sinne der Theorie keine

---

[1]) G. vom Rath, Der Vesuv, 23. — Auswürfe losgerissener Fragmente des Untergrundes lassen sich in den meisten Vulcanregionen nachweisen. Ein ungewöhnliches Mass scheinen sie nach dem Berichte Baron's am Itasysee im centralen Madagascar zu erreichen. Nature, XXXIII, 415 u. folg.

[2]) Vergl. Dutton a. a. O. 96, Fig. 2; Gilbert a. a. O. 28—30, Fig. 19—23.

gewöhnlichen Spalten, sondern förmliche Schächte erfordert hätte — alle diese Formen der durchgreifenden Lagerung widersprechen der Annahme einer klastischen Injection des Magmas so entschieden, dass man schwer begreift, wie sich diese naturwidrige Hypothese so lange zu halten vermochte. Den Gnadenstoss gab ihr wohl die Entdeckung jener gesellig auftretenden Trachytkerne des Coloradoplateaus, welche den Verband der ungestörten Schichtenreihen durch radiale Intrusion sprengten und die hangenden Gesteinsbänke zu Kuppeln und Gewölben auftrieben.[1])

Halten wir nun Umschau unter den Thatsachen, denen jede Vulcantheorie Rechnung tragen muss.

1. Die geographische Verbreitung der Vulcane gibt uns nur zwei Regeln an die Hand, welche an zahlreichen Ausnahmen leiden und erst durch eine tiefere, geologische Begründung Werth erhalten: Die Vulcane suchen die Nähe des Meeres und treten vorzugsweise in langen Streifen und Gürteln auf.

2. Aus dem Gebirgsbaue der Vulcanregionen lässt sich der Erfahrungssatz ableiten, dass die Eruptionen an solche Schollen der Erdrinde gebunden sind, die entweder selbst eine Verwerfung erleiden oder an Senkungsfelder grenzen. Als Typus der ersten Art kann die Grabenverwerfung des Rothen Meeres, der mediterrane Einbruch oder die Innenseite der Karpathen gelten, während der Scheitel des Erzgebirges mit seinen zahlreichen Basaltkuppen, das im Streichen der Sierras jäh abgebrochene Hochland von Anahuac, insbesondere aber die Anden Südamerikas der zweiten Art angehören. Wie diese drei Beispiele lehren, kann ein Horst gleichzeitig mit der an ihm verworfenen Scholle vom Magma durchbrochen werden. Man vergleiche die Galapagos-Inseln mit den Vulcanen von Ecuador, die Kraterberge am Fusse des mexicanischen Hochlandes mit denen, die dem Hochlande selbst aufgesetzt sind, die Basaltdecken des Egerthales mit den gleichalterigen Ergüssen auf der Höhe des Erzgebirges.

3. Die Formen der durchgreifenden Lagerung und der intrusiven Einschaltung lassen auf gewaltsame Durchbrüche schliessen. Mit der Annahme einer Spalteninjection vertragen sich nur die regelmässigen, blattförmigen Lavagänge.

4. Die vulcanischen Erscheinungen und die Beschaffenheit der zu Tage geförderten Stoffe weisen auf eine mehr oder minder reichliche Durchtränkung des Magmas mit Wasser — genauer: mit gesättigten Lösungen — hin. Der Grad der Durchtränkung bedingt im Vereine mit dem chemischen Bestande nicht nur die Art des Ausbruches — Erguss oder Zerstäubung — sondern auch die Beweglichkeit und die Erstarrungsformen der Lava. Ausser Wasserdampf werden noch andere Gase und Dämpfe entbunden, welche nur aus dem Erdinnern stammen können und diesem offenbar seit der Ballung unseres Planeten angehörten.

---

[1]) Einen zusammenfassenden Bericht über die Arbeiten Gilbert's, Holmes', Peale's und Anderer findet man in meiner Abhandlung über die Granitkerne des Kaiserwaldes. Dort wurden auch die theoretischen Schlüsse, die man aus dem eigenartigen Baue der Lakkolithe zu ziehen hat, nach Gebühr gewürdigt.

5. Die Erdbeben, welche den Eruptionen vorauszugehen pflegen, und die ausgeworfenen Trümmer des Grundgebirges widersprechen der Voraussetzung, dass der gluthflüssige und mit Wasser durchtränkte Gesteinsbrei im Schlote ruhig emporquelle.

6. Die Geophysik entwindet den Vulcantheorien die Annahme tiefgreifender Spalten und auch die Annahme unterirdischer, durch den gebirgbildenden Seitenschub aufgesprengter Hohlräume. Eine klastische oder capillare Wasserzufuhr, eine Entlastung und Verflüssigung batholithischer Schlieren, ein Anzapfen des Magmas durch klaffende Risse ist daher ausgeschlossen.

Ueber den Zustand des Erdinnern lässt uns die Geophysik heute noch im Unklaren. Glücklicher Weise fordern die vulcanischen Erscheinungen nur ein Zugeständniss, zu dem sich jede Hypothese herbeilassen kann, ohne mit sich selbst in Widerspruch zu gerathen. Ob man die Resultate, welche H. Darwin aus den indischen und englischen Pegelbeobachtungen gewann, für durchaus gesichert hält und der Erde eine grössere Starrheit zuschreibt als einer Stahlkugel von derselben Grösse, ob man sich den Erdkern im Sinne der älteren Auffassung gluthflüssig oder in Uebereinstimmung mit Ritter und Zöppritz als einen bis zur Starrheit comprimirten Gaskörper vorstellt, der gegen die oberflächliche Erstarrungskruste hin, der Temperaturabnahme entsprechend, schlierenweise in den flüssigen Zustand übergeht — der Vulcanismus widerspricht keiner dieser Ansichten. Er setzt nichts weiter voraus, als eine magmatische Kugelschale zwischen dem Erdkerne und der Erdrinde oder zum Mindesten einzelne magmatische Schlieren. Welche Mächtigkeit diese Zone erreicht und in welcher Tiefe sie beginnt, entzieht sich der Rechnung und Schätzung.

Unter den oben zusammengestellten Thatsachen scheinen sich zwei — die Häufung der Vulcane in der Nähe des Meeres und die Absperrung der Wasserzufuhr durch den Gebirgsdruck — gegenseitig auszuschliessen. Doch der Widerspruch, der zwischen ihnen herrscht, lässt sich ohne Zwang lösen, wenn man die aus der räumlichen Vertheilung der Vulcane gewonnene empirische Regel nicht auf das Meer als solches, sondern auf jene tektonischen Störungen bezieht, welche an der Grenze zwischen den Festländern und den pelagischen Becken so häufig zu beobachten sind. Für die Richtigkeit dieser Auffassung bürgt erstens die vulcanische Immunität flacher, ungestörter Continentalränder und zweitens die grosse Entfernung zahlreicher Vulcangruppen von der Meeresküste. Unter den Feuerbergen der Neuen Welt treten die von Centralamerika am nächsten an die Strandlinie heran, und doch ist ihr mittlerer Abstand vom Stillen Ocean noch immer grösser als die Entfernung des Milleschauer von Dresden oder Prag. Der Lassen's Peak in der Sierra Nevada, der Popocatepetl und seine Nachbarn, der Tolima, Antisana, Sangay, die Vulcane von Bolivia und Atacama sind von der Küste ebenso weit und zum Theile noch weiter entfernt als die Kraterberge der Eifel von der Nordsee oder die der Auvergne vom Golfe du Lion. Der Abstand zwischen den vor Kurzem erloschenen Vulcanen des Colorado-Plateaus und dem Stillen Ocean ist um 60 Kilometer grösser als der zwischen dem Egerländer Kammerbühl und der Nordsee.

Vulcane	Entfernung vom Meere in Kilometern
Gunung Semeru (Java)	25
Fusi-no-jama	28
Vulcanreihe von Guatemala	50
Gunung Korintji (Sumatra)	55
Demawend	60
Gunung Lawu (Java)	64
Gunung Tudju (Sumatra)	70
Irazu	70
Vultur	75
Ararat vom Goktscha-See	90
Ararat vom Wan-See	100
Vulcane von Arequipa	100
Pic von Orizaba	105
Aconcagua	140
Ilinissa	150
Chimborazo	150
M. Shasta	150
Sahama	160
Tolima	190
M. Hood	190
Cotopaxi	200
Antisana	210
Lassen's Peak	210
Llullaico im O. der Salina de Punta Negra	220
Popocatepetl	240
Kraterberge der Auvergne	260
Vulcane im O. der Salina de Atacama	270
Kraterberge um den Laacher See	280
Krater des Uinkaret-Plateaus in Arizona	520

Ich brauche wohl kaum zu bemerken, dass in dieser Zusammenstellung neben den thätigen Vulcanen nur solche erloschene angeführt wurden, deren Ausbrüche unter denselben Verhältnissen stattfanden, die noch gegenwärtig an Ort und Stelle herrschen. Die meerentlegenen Schlackenkegel des Colorado-Plateaus sind nach Dutton nur wenige Jahrzehnte alt. Seit ihrer Aufschüttung kann die Strandlinie keine erhebliche Verschiebung erlitten haben. Da nun trotz der ungeheueren Entfernung vom Ocean und von den Binnenseen des Great Basin eine Zerstäubung der Laven stattfand, müssen wir im Sinne Angelot's annehmen, dass der hierzu erforderliche Wasserdampf dem Erdinnern selbst entstammte.

Tschermak hält die Menge von Gasen und Dämpfen, welche durch die fortschreitende Erstarrung des Magmas frei werden, für hinreichend, um 20.000 Vulcanschlote in ununterbrochener Thätigkeit zu erhalten.[1]) Wem die Rechnung, die zu diesem Ergebnisse führt, kein Vertrauen einflösst, der kann mit Prestwich einen guten Theil des entweichenden Wasserdampfes auf das im Bereiche der Vulcane angesammelte Grundwasser zurückführen.[2]) Das Versiegen der Brunnen,

[1]) Tschermak: Ueber den Vulcanismus als kosmische Erscheinung. Sitz.-Ber. der Wiener Akademie. Bd. 75, 1. Abth., pag. 174 u. folg.

[2]) Prestwich: On the Agency of Water in Volcanic Eruptions, with some Observations on the Thickness of the Earth Crust, and on the Primary Cause of Volcanic Action. Nature, XXXI, 592.

welches den Eruptionen voranzugehen pflegt, beweist jedenfalls, dass die Vulcane durch das empordringende Magma gleichsam ausgesogen werden, dass das Grundwasser aus den entfernteren Theilen capillar gegen den Schlot vordringt, um hier nach und nach zu verdampfen und zu verpuffen. Prestwich geht jedoch viel zu weit, wenn er das Grundwasser als die ausschliessliche Quelle des entweichenden Dampfes ansieht. Die Lösungen, mit denen der magmatische Schmelzfluss getränkt ist, können nur aus der Tiefe stammen. Eine Vermengung des kalten Grundwassers mit der glühenden Lava ist undenkbar, weil sich das erstere absondern und in Dampf verwandeln muss.

Wir stehen nun vor der Frage, ob die Ausscheidung der Gase aus dem erstarrenden Erdkerne oder aus einzelnen erstarrenden Flüssigkeitsschlieren als die letzte Ursache der vulcanischen Erscheinungen gelten darf, ob die Eruptionen wirklich nichts Anderes sind als Spratzvorgänge. Wer diese Frage bejaht, sieht sich zur Annahme eines tief greifenden Spaltenwurfes gezwungen.[1]) Dass die ausgeschiedenen Gase eine genügende Tension besitzen, um die Erdkruste gewaltsam zu durchbrechen, behauptet heutzutage wohl Niemand mehr. Für unseren Planeten „sind die Zeiten des Spratzens für immer vorbei".[2]) Das Ausstossen von Dämpfen und Gasen ist ein secundärer Vorgang, der sich erst in den höheren Theilen der Vulcanschlote abspielt und bei zahlreichen Eruptionen ganz vermisst wird. Der Erguss mancher Lavafelder, z. B. der ausgedehnten Basaltdecken im Gebiete des Snake River, ging ohne Dampfentwicklung vor sich.[3])

Die Beschränkung der Vulcane auf Bruchregionen, sowie die reihen- oder streifenförmige Anordnung der eruptiven Bildungen sprechen dafür, dass man die Kraft, welche einzelne magmatische Schlieren ausquetscht und durch die Erdrinde emportreibt, in dem örtlich gesteigerten Drucke der Erstarrungskruste zu suchen hat. Wodurch die Druckunterschiede, die jedenfalls sehr gross sind, hervorgerufen werden, ist ein Problem der Geophysik, das noch der Lösung harrt.

---

[1]) Vergl. Tschermak a. a. O. 159 u. 162.
[2]) Reyer a. a. O. 59.
[3]) Arch. Geikie, Geolog. Sketches. 278.

Bemerkung zu Dr. A. Brezina's Abhandlung: Die Meteoritensammlung des k. k. mineralogischen Hofcabinetes in Wien am I. Mai 1885.

Der Redaction des Jahrbuches ist das nachstehende Schreiben der Intendanz des k. k. naturhistorischen Hof-Museums zum Abdrucke im vorliegenden Jahrbuche übermittelt worden.

Die Intendanz
des k. k. naturhistorischen Hof-Museums.
Z. 188.

Wien, am 7. April 1886.

Eine in der Arbeit von Dr. Brezina „Die Meteoriten des k. k. mineralogischen Hofcabinetes in Wien" (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1885, Heft 1) auf Seite 243 [1]) gemachte tadelnde Bemerkung gegen die Verwaltung unter den Directoren Hörnes und Tschermak wurde, wie ich erfahre, von einigen Seiten dahin gedeutet, als ob die Gebahrung mit der Meteoritensammlung selbst eine incorrecte gewesen sei.

Obgleich meiner Meinung nach bei einer aufmerksamen Prüfung des ganzen Satzes eine derartige Interpretirung desselben nicht wohl Platz greifen kann, und obgleich ich selbst an eine solche nie gedacht habe, so glaube ich doch noch constatiren zu sollen, dass der Verfasser mir ausdrücklich erklärte, er habe mit seinen Worten eben nur über die Buchführung, nicht aber über die sonstige Gebahrung mit der Sammlung ein Urtheil auszusprechen beabsichtigt.

Was nun diese Buchführung betrifft, so erklärte mir Herr Hofrath Tschermak, dass das öftere Fehlen eines Vormerkes der bei Tauschposten abgegebenen Stücke dadurch veranlasst sei,

[1]) pag. 93 in der Separatausgabe.

dass neben der Meteoriten-Hauptsammlung auch eine Doubletten-sammlung bestand, in welche jene Objecte, welche nicht für die Hauptsammlung bestimmt waren, ohne acquirirt zu werden und ohne Gewichtsangabe, eingelegt und beim Tausche ebenso ohne weiteren Vormerk abgegeben wurden.

Indem ich dieser Erklärung hier Raum gebe, füge ich die Versicherung bei, dass ich gerne und im vollen Umfange die Verdienste anerkenne, die sich Herr Hofrath Tschermak, gleich seinen Vorgängern, um die Vermehrung und wissenschaftliche Bearbeitung der Meteoritensammlung des ehemaligen k. k. mineralogischen Hofcabinetes erworben.

Der Intendant des k. k. naturhistorischen Hof-Museums.

Hauer.

Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Von C. von John und H. B. von Foullon.

Seit der Veröffentlichung der letzten Zusammenstellung [1]) unserer praktischen Untersuchungen sind vier Jahre verflossen und sehen wir uns daher veranlasst, im Nachfolgenden über inzwischen ausgeführte Arbeiten zu berichten. So wie in den früheren derartigen Mittheilungen sind die für rein wissenschaftliche Zwecke durchgeführten Analysen nicht aufgenommen, da dieselben an anderen Stellen zur Publication gelangen oder gelangen werden.

Wir führen hier alle jene Proben und anderweitigen Bestimmungen an, wenn uns von dem untersuchten Material der Fundort oder Erzeugungsort bekannt gegeben wurde, auch dann, wenn gemäss der Bestimmung der Parteien die Untersuchung auch nur eine partielle war, wie denn überhaupt alle Proben und Analysen sich bezüglich des Umfanges der Ausführung nach den jeweiligen Wünschen der Einsender richteten.

Bei der Anordnung des Stoffes haben wir uns an dieselbe Reihenfolge gehalten wie in der letzten Zusammenstellung und bedürfen die eingefügten Tabellen keiner besonderen Erläuterung.

Es folgen:

I. Kohlenuntersuchungen.

II. Elementaranalysen von Kohlen.

Die untersuchten Kohlen sind in I. nach Ländern und geologischen Formationen, in II. nach letzteren allein angeordnet. Ueber das geologische Alter der einzelnen Vorkommen verdanken wir die Mittheilungen grösstentheils der Güte des Herrn Director D. Stur.

[1]) Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt 1881, 4. Heft, pag. 483 u. f.

Wir können nicht unterlassen, neuerlich darauf aufmerksam zu machen, dass der aus der Elementaranalyse berechnete Wärmeeffect nicht mit jenem, wie er durch die Berthier'sche Probe erhalten wird, direct verglichen werden darf. Wenn auch zugegeben werden kann, dass der aus der Elementaranalyse berechnete Wärmeeffect der richtigere ist, so sind doch nur wenige österreichische Kohlen elementaranalytisch untersucht, während wohl bei allen die Berthier'sche Probe durchgeführt wurde. Die principiellen Fehler dieser Probe sind bekannt und liegt der Hauptübelstand in dem ungleichen Ausmasse derselben bei den verschieden zusammengesetzten Kohlen. Immerhin ist bei der ausgedehnten Durchführung der Probe diese ein vielfach verwendetes Vergleichungsmittel und wäre die Anwendung des fehlerhaften Massstabes ohne jeden Nachtheil, wenn der Fehler immer gleich bliebe, was allerdings nicht der Fall ist. Vorderhand geben wir zu jeder Elementaranalyse auch die Resultate der Berthier'schen Probe, insolange nicht die grösste Zahl der österreichischen Kohlen elementaranalytisch untersucht ist, um so Missverständnisse hintanzuhalten, die auf Grundlage unserer Zeugnisse platzgreifen könnten.

III. Graphite.

IV. Erze:

A. Silberhältige.

B. Eisenerze und Zuschläge.

C. Braunsteine und Manganerze.

D. Diverse.

V. Kalke, Mergel, Dolomite und Magnesite.

VI. Thone.

VII. Rohpetroleum, Bergtheer und Asphalt.

VIII. Wasser- und Wasserabsatz-Analysen.

IX. Diverse.

X. Roheisen und Stahl.

XI. Fabriksproducte.

I. Kohlenuntersuchungen.

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
	Nieder-Oesterreich.					
M. A. Spitzer, Wien	Lilienfeld, Kohle	Lunzer Schichten	0·9	7·3	—	6670
	„ Schiefer		0·7	63·3	—	1288
K. k. Reichs-Kriegsministerium	„		0·6	6·9	—	6444
F. Fruhwirth, Freiland	Freiland 1		0·5	8·7	2·80	6240
	2		2·1	9·8	1·89	6360
K. k. Reichskriegsministerium	Grünbach	Gosau	4·2	4·7	—	5445
Bergbaudirection in Thallern	Thallern, Tiefbau	Unt. Mediterranstufe	19·7	4·0	—	4158
	Böhmen.					
M. Lechner, Aussig	Gottesgab, Abendröthegrube	Carbon	0·5	9·5	—	6300
K. k. Reichs-Kriegsministerium	Buschtěhrad-Kladnoer Becken: Thünnfeldschacht, Durchschnitt	Mittleres Carbon (Radnitzer Schichten)	5·1	2·8	—	6417
	Durchschnitt der Kohlen aus dem Bresson-, Engerth-, Franz Josef-, Ferdinand-, Mayrau-, Pruhon-, Barré- und Vittek-Schacht		8·0	8·6	—	5520
	Durchschnitt aus dem Thünnfeldschacht und den genannten Schächten		7·5	8·3	—	5772
Gewerkschaft Rotterdam	Hlinay bei Leitmeritz	Sotzka-Schichten	31·4	5·5	—	3435
F. Trägner, Dreihunken	„ „ „		34·8	9·7	—	3277
Bergverwaltung des St. Antoni- und Agnesschachtes, Falkenau	Falkenau, St. Antoni- und Agnesschacht	Oligocän (vorbasaltische Stufe	24·2	5·6	—	4068
			17·1	9·6	—	4475
			16·1	7·0	—	4204
			24·6	11·8	—	3570
			18·7	9·9	—	4384
			5·5	8·8	—	5015
			5·8	8·9	—	5009

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
Bergverwaltung des St. Antoni- und Agnesschachtes, Falkenau	Falkenau, St. Antoni- und Agnesschacht	Oligocän (vorbasaltische Stufe)	5·0	9·4	—	4941
			5·9	6·2	—	5131
			22·5	1·4	—	4441
			11·5	10·1	—	4934
			8·4	10·9	—	4851
			13·0	8·2	—	4692
			11·9	8·4	—	4738
Kohlenindustrieverein, Wien	Bilin, Emeranzeche	Neogen (nachbasaltische Stufe)	3·5	3·5	1·25	6198
	„ „ Pechkohle		5·1	2·6	—	6434
	„ „ Lignit		18·7	2·0	—	4299
Werksdirection in Triebschitz	Brüx, Saxoniaschacht		24·2	3·4	—	4181
Anglobank, Wien			22·1	4·7	—	4094
	„ Guidoschacht, 1. Tiefbau		21·2	0·6	—	4854
			4·6	9·0	—	4543
			14·7	1·8	—	4904
	„ „ 2. „		11·0	1·3	—	5055
K. k. Reichs-Kriegsministerium . . .	„ vom Bergrevieramt entnommen .		16·1	9·4	—	4155
	„ aus dem Fassungsvorrath der Truppen		26·0	4·3	—	3819
Bergrath H. Wolf, Wien	Dux, Döllingerschacht, Kohle		20·6	1·8	—	4726
	„ „ Russkluft		15·4	12·6	—	3611
	„ Kreuzerhöhungszeche, Kohle . .		21·0	3·6	—	4732
	„ „ Russkluft .		23·6	3·4	—	4628
J. Peter, Aussig	Mariaschein, Bohemiaschacht		27·0	2·1	—	4002
			24·3	1·9	—	4255
A. Schramek, Wien	„ Collieryschacht		22·9	2·3	—	4190
K. k. Reichs-Kriegsministerium . . .	Komotau, Augustagrubenfeld		23·9	8·1	—	3889
	„ Maximiliangrubenfeld . . .		17·9	7·7	—	5061
Werksdirection des Maxschachtes . .	„ Maxschacht, Oberflötz . . .		27·4	6·4	—	3706
	„ „ Unterflötz . . .		32·4	9·4	—	3324
K. k. Reichs-Kriegsministerium . . .	Teplitzer Becken, Durchschnitt aus: Wenzel-, Karoli-, Stefanie- und Ottoschacht		22·5	6·9	—	4230

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
K. k. Reichs-Kriegsministerium . . .	Weigsdorf-Wustingen	Neogen (nachbasaltische Stufe)	30·6	8·3	—	4032
J. Fügner, Teplitz	Zuckmantel-Tischau, Franz Josef-Schacht		24·1	2·4	—	4278
Segengotteswerk, Ullersdorf	Ullersdorf, Elisabethschacht		27·3	1·2	—	4675
Kohlenindustrieverein Wien	Schwatz, Briquett		9·3	17·3	—	4048
W. Neubauer, Budweis	Dobřejitz bei Budweis	Neogen	14·3	11·0	—	3744
F. Cihlarz, Währing	Černoduben b. „		36·5	19·6	—	2677
	Mähren und Schlesien.					
Niederösterr. Landesausschuss . . .	Polnisch-Ostrau, Gräfl. Wilczek'sche Kohle	Oberer Culm (Ostrauer Schichten)	1·9	4·1	—	6357
Gebrüder Guttmann, Wien	Ostrau: Wenzelkohle, 40 Meter unter dem Niveau des Elisabethstollen		0·7	5·3	—	6109
	„ 12 M. u. d. N. d. E. . . .		0·7	9·6	—	6654
	„ 2. Etage		0·7	9 6	—	6509
	Brandschiefer		0·6	25·2	—	4982
	Setz- und Waschkohle, Kleinkohle . .		0·7	9·4	—	7088
	„ „ „ Gries		1·1	13·6	—	6603
Niederösterr. Landesausschuss	Karwin, Johannesschacht, Tiefbau . . .	Unteres Carbon	1·6	1·1	—	7155
K. k. Pionnierregiment Klosterneuburg	„ Johannischacht		2·6	4·3	—	6181
A. Schramek, Wien	„		1·5	2·6	—	6708
K. k. Reichs-Kriegsministerium . . .	„ Johannesschacht, Durchschnitt		4·4	2·3	—	6023
	„ Durchschnitt aus Johannischacht, Gabrielen- und Carlszeche . .		2·2	3·0	—	6303
	„ Gabrielenzeche, Durchschnitt .		2·4	5·8	—	6023
Gräfl. Larisch'sche Werksdirection .	„		1·4	7·4	—	6233
	„ 17. Flötz 1		1·9	6·9	—	6302
	„ 2		1·4	7·4	—	6233
	„ (Phosphor = 0·014 Procent) 3		1·9	6·9	—	6302
			1·4	7·1	0·06	6268
	„ 18. Flötz (Phosphor = 0·028 Pr.)		1·6	10·6	0·25	6164

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
Gräfl. Larisch'sche Werksdirection	Karwin, Coaksproben von:	Unteres Carbon			Phosphor	
	Wilhelm-Flötz		—	6·9	0·049	—
	Ludwig „		—	8·8	0·041	—
	Roman „		—	13·8	0·084	—
	Albrecht „		—	9·3	0·123	—
					Schwefel	
Rossitzer Bergbaugesellschaft	Rossitz, Coaks	Oberes Carbon	—	11·4	2·26	—
S. Reich, Wien	Lettowitz	Kreide	12·1	29·7	—	3862
	Steiermark.					
M. Simettinger, Graz	Sct. Briz, Schönstein Grubenfeld „Neuhoffnung"	Sotzkaschichten	4·5	4·8	—	5282
Oberbergrath v. Mojsisovics	Buchberg:					
	Franciscistollen Liegendkohle		21·2	7·0	—	3898
	„ „		19·4	12·8	—	3795
	„ Mittelflötz		19·8	22·2	—	3043
	„ Hangendkohle		22·0	9·1	—	3471
	Xaveristollen, Liegendkohle		20·4	19·0	—	3143
	„ Hangendkohle		18·1	21·7	—	3040
	Danielstollen		20·2	7·9	—	3663
Hüttenverwaltung Eibiswald-Krumbach	Steieregg, Generatorkohle	Eibiswalder Schicht	18·1	4·9	—	4486
	Feisternitz, Puddlingkohle		11·6	4·3	—	5051
	Vordersdorf „		4·8	3·0	—	5085
K. k. Reichs-Kriegsministerium	Wies		15·1	8·2	—	4554
	„		12·0	9·4	—	4577
	Voitsberg	Ob. Mediterranstufe	34·1	7·8	—	3465
	Köflach (Rosenthal)		26·7	3·9	—	3593
	Lankowitz		17·9	5·2	—	3936
M. Intendanz, Graz	Oberdorf, aus der Grube		27·0	10·8	—	3291
	„ „ „ Niederlage		29·0	6·8	—	3320
			22·4	11·9	—	3492
Kohlenindustrieverein, Wien	Lankowitz		19·7	8·1	—	3640
M. Gerstle, Wien	Leoben, Grieskohle		7·1	14·3	—	4503

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
M. Gerstle, Wien	Leoben, Grieskohle	Ob. Mediterranstufe	10·9	9·0	—	4245
	„ „		11·4	10·1	—	4538
	Fohnsdorf, Grieskohle		8·4	12·4	—	4767
A. Wollmann, Wien	Schladming, Lignit	Neogen	26·3	9·7	—	2799
	„ ausgesuchte kohlige Theile		—	—	—	3618
M. Vacek, Wien	Tipschern b. Gröbming		11·3	4·2	—	4763
G. Geyer, Wien	Stoder Zinken		11·1	5·9	—	4869
	Tirol und Vorarlberg.					
K. k. Reichs-Kriegsministerium	Häring, Grobkohle	Eocän	6·0	12·6	—	4557
	Wirtachtobelschacht b. Bregenz	Unt. Neogen	9·8	16·8	—	3802
	Krain.					
Oberbergrath von Mojsisovics	Gottschee	Miocän	19·6	6·7	2·63	3949
			26·1	8·2	2·28	3866
			19·5	8·3	2·36	3841
			18·4	9·0	2·09	3859
			20·9	9·9	3·24	3919
			21·4	8·7	2·85	3696
	Galizien.					
Werksdirection in Jaworzno	Jaworzno	Unteres Carbon	12·6	6·7	1·24	4975
A. v. Pischoff, Wien	Kolomea	Miocän	14·9	8·4	—	4536
J. Pivnička, Wien	Logstein bei Brody, Torf	Recent	59·7	15·2	—	800
	Ungarn und Croatien.					
A. Rücker, Wien	Eibenthal, Stückkohle	Carbon	0·6	5·5	—	6440
	„ Würfelkohle		0·7	5·9	—	6626
	„ Waschkohle		0·5	13·2	—	5815

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
Gräfl. Larisch'sche Werksdirection	Karwin, Coaksproben von:				Phosphor	
	Wilhelm-Flötz	Unteres Carbon	—	6·9	0·049	—
	Ludwig 〃		—	8·8	0·041	—
	Roman 〃		—	13·8	0·084	—
	Albrecht 〃		—	9·3	0·123	—
					Schwefel	
Rossitzer Bergbaugesellschaft	Rossitz, Coaks	Oberes Carbon	—	11·4	2·26	—
S. Reich, Wien	Lettowitz	Kreide	12·1	29·7	—	3862
	Steiermark.					
M. Simettinger, Graz	Sct. Briz, Schönstein Grubenfeld „Neuhoffnung"	Sotzkaschichten	4·5	4·8	—	5282
Oberbergrath v. Mojsisovics	Buchberg:					
	Franciscistollen Liegendkohle		21·2	7·0	—	3898
	〃 〃		19·4	12·8	—	3795
	〃 Mittelflötz		19·8	22·2	—	3043
	〃 Hangendkohle		22·0	9·1	—	3471
	Xaveristollen, Liegendkohle		20·4	19·0	—	3143
	〃 Hangendkohle		18·1	21·7	—	3040
	Danielstollen		20·2	7·9	—	3663
Hüttenverwaltung Eibiswald-Krumbach	Steieregg, Generatorkohle	Eibiswalder Schicht.	18·1	4·9	—	4486
	Feisternitz, Puddlingkohle		11·6	4·3	—	5051
	Vordersdorf 〃		4·8	3·0	—	5085
K. k. Reichs-Kriegsministerium	Wies		15·1	8·2	—	4554
	〃		12·0	9·4	—	4577
	Voitsberg	Ob. Mediterranstufe	34·1	7·8	—	3465
	Köflach (Rosenthal)		26·7	3·9	—	3593
	Lankowitz		17·9	5·2	—	3836
M. Intendanz, Graz	Oberdorf, aus der Grube		27·0	10·8	—	3291
	〃 〃 〃 Niederlage		29·0	6·8	—	3320
			22·4	11·9	—	3492
Kohlenindustrieverein, Wien	Lankowitz		19·7	8·1	—	3640
M. Gerstle, Wien	Leoben, Grieskohle		7·1	14·3	—	4503

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
M. Gerstle, Wien	Leoben, Grieskohle	Ob. Mediterranstufe	10·9	9·0	—	4245
	„ „		11·4	10·1	—	4538
	Fohnsdorf, Grieskohle		8·4	12·4	—	4767
A. Wollmann, Wien	Schladming, Lignit		26·3	9·7	—	2799
	„ ausgesuchte kohlige Theile	Neogen	—	—	—	3618
M. Vacek, Wien	Tipschern b. Gröbming		11·3	4·2	—	4763
G. Geyer, Wien	Stoder Zinken		11·1	5·9	—	4869
	Tirol und Vorarlberg.					
K. k. Reichs-Kriegsministerium	Häring, Grobkohle	Eocän	6·0	12·6	—	4557
	Wirtachtobelschacht b. Bregenz	Unt. Neogen	9·8	16·8	—	3802
	Krain.					
Oberbergrath von Mojsisovics	Gottschee	Miocän	19·6	6·7	2·63	3949
			26·1	8·2	2·28	3866
			19·5	8·3	2·36	3841
			18·4	9·0	2·09	3859
			20 9	9·9	3·24	3919
			21·4	8·7	2·85	3696
	Galizien.					
Werksdirection in Jaworzno	Jaworzno	Unteres Carbon	12·6	6·7	1·24	4975
A. v. Pischoff, Wien	Kolomea	Miocän	14·9	8·4	—	4536
J. Pivnička, Wien	Logstein bei Brody, Torf	Recent	59·7	15·2	—	800
	Ungarn und Croatien.					
A. Rücker, Wien	Eibenthal, Stückkohle	Carbon	0 6	5·5	—	6440
	„ Würfelkohle		0·7	5·9	—	6626
	„ Waschkohle		0·5	13·2	—	5815

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
	Gross-Manyok, Antonstollen:					
A. Riegel in Gross-Manyok	Flötz Nr. 1		2·6	9·1	0·124	5753
	„ „ 5		2·7	7·7	0·560	5719
	„ „ 9		2·0	10·7	1·592	5946
Drenkovaer Steinkohlengewerkschaft	Bersaska		2·1	17 0	—	5262
	„		1 2	16·0	—	5552
A. Prick, Wien	Fünfkirchen, Vasgyarmezö. Durchschnittlicher Aschengehalt von Monatslieferungen	Lias	—	19·1	—	—
			—	17·9	—	—
			—	19·2	—	—
			—	20·9	—	—
			—	17·5	—	—
			—	17·3	—	—
			—	20·2	—	—
			—	18·0	—	—
			—	19·3	—	—
Dr. M. Illek, Brünn	Srnje im Waagthal	Oberes Eocän	10·9	4·6	—	4685
J. Tauber, Wien	Waagneustadtl		4·3	44·0	—	3344
K. k. Reichs-Kriegsministerium	Keresztényfalva, Volkany fekete halom	Aquitanische Stufe	13·7	1·6	—	5083
	Schilthal		6·4	11·7	—	4720
Graf A. Gyürky	Matra Nowak		15·8	4·3	—	4722
F. Schmidt, Krems	Szokola-Hutta, Honth.	Untere Mediterranst.	7·8	11·2	—	5180
	„ „ „		14·3	8·1	—	4342
Nord.-ung. vereinigte Kohlenbergbau- und Industriegesellschaft	Matra-Széle		20 4	7·0	—	4370
	Karancsalja		9·0	6·2	—	5060
A. Schenk de Ledecz, Illava	Illava		20·4	10·9	—	4087
M. Verpflegsmagazin, Oedenburg	Brennberg	Obere Mediterranst.	12·1	8·0	—	4255
	„		12·1	5·1	—	4731
M. Kron, Wien	„		14·5	7·4	1·12	4490
K. k. Reichs-Kriegsministerium	Mehadia	Sarmatisch	17·6	6·3	—	3943

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien
K. Ascher, Grosswardein	Grosswardein (Umgebung)	Congerienschichten	8·9	15·6	—	4228
K. k. Reichs-Kriegsministerium	Köpecz-Baroth, Agostonfalva		20·7	13·6	—	3036
S. Grünfeld, Kronstadt	〃 〃 〃		17·9	13·6	—	3248
J. Resniček, Petrinia	Lovča, lufttrocken		22·9	12·9	4·90	3374
	〃 grubenfeucht		24·0	12·9	4·78	3008
Drenkovaer Steinkohlengewerkschaft	Bersaska (Umgebung)	Jüngstes Tertiär	23·2	7·3	—	3558
S. Horváth, Szent-György	Szt. György (Brunnengrabung)	?	14·7	15·8	—	3213
	Bosnien und Herzegowina.					
R. S. v. Ilanor	Banjaluka	Miocän	27·7	9·2	—	3458
M.-Verpflegsmagazin Banjaluka	〃		26·4	8·4	—	3795
Oberbergrath von Mojsisovics	Lignit von Omarska bei Banjaluka		11·2	3·2	—	4329
	Brandschiefer vom Franziskanerkloster bei Banjaluka		7·4	55·7	—	1520
K. k. Reichs-Kriegsministerium	Zenitza		14·8	8·3	—	5106
	〃		14·8	9·1	—	4485
M.-Verpflegsmagazin Travnik	〃		15·1	7·8	—	4485
T. Savič, Bjelnia	Bjelnia		17·5	4·8	—	4030
	Majevica Džemater Revier		6·2	23·8	—	4682
	Janja-Thal		8·4	14·3	—	4461
	〃 〃		8·2	10·9	—	4885
J. Stengl, Wien	〃 〃		19·5	7·7	4·43	4195
Omer Aga Suljenovič, Puharina	Puharina		9·9	18·4	—	3435
Militär-Intendanz, Serajewo	Trebany		14·9	4·6	—	3835
S. u. M. Kron, Wien	Mostar		18·8	15·3	3·10	3719
Baierdorf u. Biach, Wien	Kristior		9·6	15·5	—	—
	Mestidion		13·3	11·8	—	4485

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
	Ausland.					
	Deutschland.					
	Preussisch-Schlesien:					
Nied.-österr. Landesausschuss	Waterloogrube	Oberer Culm	2·6	2·2	—	7094
Nied.-österr. Landesausschuss	Gute Zuflachtgrube	Oberer Culm	5·9	3·2	—	6467
Nied.-österr. Landesausschuss	Morgenrothgrube	Oberer Culm	2·1	1·5	—	6854
Nied.-österr. Landesausschuss	Carolinengrube	Oberer Culm	6·2	3·3	—	6603
Nied.-österr. Landesausschuss	Chasségube	Oberer Culm	6·4	2·7	—	6738
Nied.-österr. Landesausschuss	Wildensteinseegengrube	Oberer Culm	8·2	0·8	—	6845
Nied.-österr. Landesausschuss	„ „	Oberer Culm	5·8	2·9	—	6309
Nied.-österr. Landesausschuss	Wildensteinseegen-Richthofenschacht	Oberer Culm	7·4	4·1	—	5718
A. Schramek Wien	Wildensteinseegen	Oberer Culm	7·3	2·2	—	6011
M.-Intendanz, Lemberg	„	Oberer Culm	7·9	6·9	—	5658
M.-Intendanz, Lemberg	Neu-Przenka, Leopoldine Wandagrube	Oberer Culm	11·9	7·7	—	4853
M.-Intendanz, Lemberg	Myslowitz	Oberer Culm	6·4	6·7	—	5440
Truppenspital, Lancut	„	Oberer Culm	8·4	3·7	—	5430
Fajkmajer, Wien	Westphalen, Consolidation	Carbon	1·7	1·5	—	6778
	Serbien.					
Oberbergrath von Mojsisovics	Nisch	Miocän	15·9	20·3	—	2765
Oberbergrath von Mojsisovics	„	Miocän	16·8	8·6	—	2923
	Bulgarien.					
N. Zlatarski, Sofia	Belogradčik	Trias	0·3	41·4	—	2470
N. Zlatarski, Sofia	Trewna	Lias	2·1	49·8	—	2627

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
N. Zlatarski, Sofia	Kunino bei Vraca	Neocom	5·9	38·4	—	3068
	Becken von Sofia, Mošino	Tertiär	9·3	5·6	—	5210
	„ „ „ Bučino		6·8	3·4	—	5238
	„ „ „ Vladaja		4·3	11·3	—	4789
	Gorno Ujno bei Küstendil		13·4	1·3	—	4025
	Dospey bei Sammakov		6·4	3·6	—	5205
	Pernik bei Radomir		11·3	6·9	—	4846
	Rumänien.					
	Cajutz Moldau	Sarmatisch	37·7	20·9	—	1568
	Piren-See „		24·7	28·3	—	2503
	Russisch-Polen.					
Kohlenindustrieverein, Wien	Dombrowa, 1. Flötz	Carbon	11·1	1·8	—	5249
	„ 4. „		8·3	5·6	—	5365
	„ Gaskohlenbank, 3. Flötz		6·5	14·0	—	4624
	„ „ „ „		11·1	3·3	—	5236
	Lagissagrube, 7. Flötz		7·4	4·6	—	5730
	England.					
Fajkmajer, Wien	Real West-hartley-Kohle	Carbon	4·8	1·2	—	6250

II. Elementaranalysen von Kohlen.

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wasser in %	Asche in %	Kohlenstoff %	Wasserstoff %	Sauerstoff und Stickstoff %	Schwefel %	Calorien berechnet	Calorien n. Berthier	Analytiker
Gebr. Guttmann, Wien	Ostrau	Oberer Culm	2·00	4·40	78·70	4·50	10·40	—	7650	6277	Foullon
M. Lechner, Aussig	Hartheflötz des Paulschachtes bei Altwasser	„ „	1·80	4·45	79·06	4·76	9·93	—	7571	6544	John
	Hermsdorf, Friedenshoffnunggrube	Unteres Carbon	1·30	6·45	78·54	4·50	9·21	—	7476	6515	„
	Hugozwangförderschacht (Graf Henkel)	„ „	3·01	3·45	79·01	4·75	9·69	—	7575	6544	„
Prinz Schaumburg-Lippe'sches Bergamt Schwadowitz	Schwadowitz, Sedlowitzer Revier	Mittleres Carbon	0·16	3·83	80·50	3·55	11·59	0·37	7203	6203	Foullon
	„ Idastollen	Schwadowitzer Schichten	0·23	7·24	75·00	3·99	12·42	1·12	6867	6142	„
	„ Budaschiner Revier	„ „	0·30	9·54	73·01	4·24	11·81	1·10	6796	5930	„
Oest. Nordwest-Dampfschiff.-Ges.	Real-West-Hartley-Kohle	Carbon	4·80	1·30	80·59	5·18	8·13	—	7922	6250	John
Mantauer Kohlengewerkschaft	Dobřan, Klaraschacht [1])	Ob. Carbon, Radnitzer Schichten	2·90	2·01	78·10	4·65	11·08	1·26	7258	6384	„
Eisen- u. Blechfabriks-Gesellsch. Union, Wien	Szilnitzi im Granthal (Bohrloch)	Oberes Eocän	8·55	8·65	61·38	4·82	15·21	1·39	5760	4981	„
	Kovacsova (Bohrloch)	„ „	23·35	14·36	38·94	3·07	16·99	3·29	3379	3174	„
Kohlengewerksch. Vordersdorf	Vordersdorf	Eibiswalder Sch.	7·62	3·12	66·85	5·62	16·79	—	6436	5243	Foullon
J. Sperber, Wien	Salgo-Tarjan	Unt. Mediterranstufe	6·80	6·40	63·70	5·08	18·02	—	5995	5083	John
W. Budde, Wien	Miskolcz		16·90	1·80	60·70	4·98	15·58	—	5883	5316	„
Brennberger Werksdirection	Brennberg, Hörnesschacht	Ob. Mediterranstufe	16·49	2·90	60·23	3·98	16·15	0·25	5530	4626	„
Direct. der Militärbahn Banjaluka-Doberlin	Banjaluka, frisch aus d. Grube	Miocän	36·85	8·35	28·26	3·42	19·30	3·82	2319	2226	„
	„ lufttrocken	„	20·01	10·56	35·86	4·32	24·42	4·83	3200	3128	„
Bergrath H. Wolf, Wien	Dux, Nelsonschacht	Neogen (nachbasaltische Stufe)	5·69	6·44	65·15	5·08	17·64	—	6126	5420	Foullon
Kohlenwerks-Direction Hammer	„ Hammer, Anton- und Christianzeche	„	23·86	5·80	47·23	4·02	18·93	0·11	4210	3746	John
Werksdirection d. Theresiengrube bei Brüx	Brüx, Theresiengrube	„	24·75	3·40	50·84	4·69	16·32	—	4529	4129	Foullon
Professor Gollner, Prag	„ Saxoniaschacht	„	36·90	9·46	44·06	2·43	5·75	1·40	3819	3212	„
	Duschnitz	„	35·68	10·54	43·87	2·26	4·79	2·86	3734	3145	„

[1]) Phosphor = 0·0028 Procent.

III. Graphite.

Einsender	Localität	Wasser %	Kohlenstoff %	Asche %
A. Genthe, Rastbach . .	Rastbach, Nieder-Oesterreich .	0·7	66·4	32·9
W. Budde, Wien . . .	Sct. Lorenzen, Steiermark, Franziskagrube	—	54·8	45·2
A. Finze, Knittelfeld .	St. Michael bei Leoben . . .	2·0	66·1	31·12[1])
„ „ „ .	Leims bei Kammern	1·2	83·4	15·20[2])
Gessner, Pohl und Comp., Wien	Müglitz, Mähren	2·4	44·4	53·2

Die Aschen bestehen:

		[1])	[2])
Kieselsäure	=	16·95 Procente	11·71 Procente
Eisenoxyd	=	2·43 „	0·24 „
Thonerde	=	10·81 „	3·06 „
Kalk	=	0·31 „	0·13 „
Magnesia	=	0·62 „	0·06 „
		31·12 Procente	15·20 Procente

(Foullon.)

IV. Erze.

A. Silberhältige.

Einsender	Localität und Bezeichnung	Silber %	Anmerkung	Analytiker
J. Bauer, Mattersdorf	Umgebung von Cilli, Bleiglanz	0·002	Blei = 81·53 % Schwefel = 12·61 „ Gangart = 5·86 „	John
Z. Herrmann, M.-Weisskirchen .	Mährisch-Weisskirchen, Bleiglanz von einer Brunnenteufung . 1	0·013	Blei . = 65·94%	Foullon
	Mährisch-Weisskirchen, Bleiglanz von einer Brunnenteufung . 2	0·012		John
Graf Podstazky-Liechtenstein, Wien	Teltsch, Mähren, Bleiglanz	0·310		„
J. Soukup, Solotvina	Starunia, Galizien, Kies	0·020	Spur Nickel	„
Graf Karatsony, Pressburg . .	Syrmien, Gemenge von Bleiglanz, Zinkblende und Spatheisenstein	0·066	Gangart = 2·42 % Blei . . = 63·82 „ Zink . = 8·83 „ Eisenoxydul = 5·99 „ Schwefel = 12·02 „ Kalk . = 1·79 „ Kohlensäure = 5·07 „	„
Dr. J. Kromer, Sanskimost .	Kreševo, Bosnien, Fahlerz und Schwefelkies in Quarz	0·040		„
Dr. J. Kromer, Sanskimost .	Fahlerz, Malachit und Azurit in Quarz . .	0·020		„
A. Rücker, Wien	Bosnien, Bleiglanz . 1	0·048		„
	„ „ . 2	0·036		„
Gewerkschaft Bosnia, Wien . .	Stary-Majden, Bosnien, Fahlerz	0·0035		„
G. Brkits, Wien	Jovankastollen, Serbien, Bleiglanz	0·140		„
Oberbergrath von Mojsisovics . .	Buenos-Ayres, Bleiglanz	0·103		Foullon

B. Eisenerze und Zuschläge.

Einsender	Localität	Unlöslicher Rückstand %	Kieselsäure %	Eisenoxyd %	Kohlens. Eisenoxydul %	Manganoxyd %	Kohlens. Manganoxydul %	Thonerde %	Kalk %	Kohlens. Kalk %	Magnesia %	Kohlens. Magnesia %	Schwefel %	Phosphor %	Anmerkung	Analytiker
J. Göschl, Kapfenberg	Kapfenberg, Steiermark 1	—	4·48	—	82·52	—	1·73	—	—	1·14	—	9·55	Spur	Spur	Wasser = 0·08%	Foullon
	" " 2		3·37	—	81·46	—	3·60	—	—	1·71	—	9·59	0·371	"	" = 0·07%	"
	" " .	2·45	—	—	34·22	—	3·82	1·33	—	35·00	—	21·77	0·90	"	—	John
Hüttengewerksch. Hohenwang .	Hohenwang 1	—	—	79·00	—	Mangan —	—	—	—	—	—	—	—	—		Drasche
	" 2	—	—	2·55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		"
	" 3	—	—	0·45	—	2·66	—	—	—	—	—	—	—	—		"
	" 4	—	—	1·60	—	40·13	—	—	—	—	—	—	—	—		"
Eisengewerksch. Sulzau-Werfen in Salzburg .	1. Brauneisenstein von Schaferötz	—	11·58	46·36	—	Oxyd 0·84	—	—	—	19·64	—	17·10	0·049	0·058	" = 4·16%	Foullon
	2. Brauneisenstein vom Bergbau „Höhle" . . .	—	11·87	52·12	—	6·85	—	—	—	11·48	—	4·63	0·067	0·052	" = 12·49%	"
	3. Brauneisenstein, geröstet vom Moosberg	—	1·80	28·81	—	2·14	—	—	—	9·55	—	52·68	0·111	0·023	" = 5·31%	"
	Werfner Schiefer	—	65·57	24·48 [1]	—	—	—	—	—	—	0·44	—	0·56	0.06	" = 4·53%	Lange
	" "	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·24	Spur	—	"
	Werfener Schiefer v. Sct. Johann i. P.	—	56·10	10·40	—	—	—	20·35	1·00	—	4·18	—	0·22	"	" = 5·35%	Drasche
C. Ingeldew Falkenau .	Falkenau, Böhmen . . .	14·92	—	72·27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	John
F. Träger, Dreihunken . . .	Magneteisenerz, Schneeberg bei Tetschen . .	5·50	—	93·15	—	—	—	—	0·37	—	—	—	—	—	" = 0·60%	Foullon
	Brauneisenstein, Schneeberg bei Tetschen . .	23·20	—	59·54	—	—	—	4·18	—	—	—	—	—	—	" = 13·16%	"
	Brauneisenstein, Schneeberg bei Tetschen . .	28·30	—	53·38	—	—	—	4·44	—	—	—	—	—	—	" = 13·86%	"
W. Heintzmann, Graslitz . . .	Graslitz, Rotheisenstein .	57·55	—	40·75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	" = 2·13%	John
Graf A. Branitzki, Sucha	Sucha, Galizien, Späthe von Slowinka, 1. Gangspath	—	—	Eisen 60·62	—	Mangan —	—	—	—	—	—	—	0·000	—	Kupfer = 0·028%	Foullon

[1]) und Thonerde. Kali = 4·44%, Natron = 3·69%.

Einsender	Localität	Unlöslicher Rückstand %	Kieselsäure %	Eisenoxyd %	Kohlens. Eisenoxydul %	Manganoxyd %	Kohlens. Manganoxydul %	Thonerde %	Kalk %	Kohlens. Kalk %	Magnesia %	Kohlens. Magnesia %	Schwefel %	Phosphor %	Anmerkung	Analytiker
Graf A. Branitzki, Sucha	Slowinka 2. Haldenspath	—	4·98	44·10	—	1·36	—	—	1·82	—	—	—	0·106	—	Kupfer = 0·061%	John
	„ 3. „	—	—	44·17	—	—	—	—	—	—	—	—	0·547	—	„ = 0·180%	„
	„ 4. „	—	—	50·02	—	—	—	—	—	—	—	—	0·047	—	„ = 0·061%	„
	Spath von Dobra	—	9·02	49·49	—	—	—	—	5·35	—	—	—	0·138	—	„ = 0·000%	Foullon
	„ „ Koterbach	—	2·82	59·15	—	4·02	—	—	2·70	—	—	—	0·003	—	„ = 0·000%	John
	Brauneisenstein von Krzesow 1	—	2·45	62·83	—	—	—	—	—	—	—	—	0·041	—	„ = 0·425%	Foullon
	Brauneisenstein von Krzesow 2	—	7·93	53·33	—	—	—	—	—	—	—	—	0·000	—	„ = 0·045%	„
	Brauneisenstein von Krzesow 3	—	—	23·86	—	—	—	—	—	—	—	—	0·221	—	„ = Spur.	„
Eisen- u. Blechfabriksgesellschaft Union, Wien	Eisenglanz v. Gömör, Ungarn 1	—	2·72	95·20	—	—	—	—	Spur	—	Spur	—	0	0	Wasser = 2·00%	„
	„ „ „ „ 2	—	4·10	92·10	—	—	—	—	„	—	„	—	Spur	Spur	„ = 3·77%	„
J. Heintzlmann	Chisnavoda Gömör	7·90	—	69·25	—	12·08	—	0·30	0·82	—	—	—	„	0·270	„ = 9·30%	John
	Der unlösliche Rückstand besteht aus	—	4·45	Spur	—	—	—	3·02	0·43	—	—	—	—	—		„
F. Schmitt, Krems	Szokola-Hutta, Honth 1	—	—	76·34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		„
	„ „ „ 2	—	—	67·37	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		„
	„ „ „ 3	—	—	80·71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		„
	„ „ „ 4	—	—	32·33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		„
	„ „ „ 5	—	—	43·80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		„
	„ „ „ 6	—	—	5·10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		„
V. Popovic, Orsova	Orsova	17·80	—	18·90	—	—	—	2·81	—	56·07	—	—	—	—		„
				Eisen												
Baron v. Krauze in Blizyn, Russisch-Polen	Thoneisenstein von Zapow cz 1	—	—	47·06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·065		Foullon
	„ „ „ 2	—	—	44·76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·018		„
	„ „ Buk	—	—	45·70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·035		„
	„ „ Skaly	—	—	32·97	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·030		„
	„ „ Jedla	—	—	39·43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·017		„
	„ „ Pieklo	—	—	42·16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·015		„
	Röstgut, Durchschnitt aus den oben genannt. Thoneisensteinen	—	—	48·32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·052		„

C. Braunsteine und Manganerze.

Braunstein von Silberbach, nördlich von Graslitz in Böhmen. Bergrath H. Wolf.

Kieselsäure . .	=	60·03	Procent
Eisenoxyd . . .	=	11·02	"
Manganhyperoxyd	=	23·56	"
Manganoxyd . .	=	0·33	"
Wasser	=	0·24	"

Foullon.

Manganspath vom „Waldbauer". Steierische Rad- und Hüttengewerkschaft Hohenwang.

Roher Manganspath:

In Säuren unlöslicher Theil	=	2·10	Procent
Kohlensaures Eisenoxydul .	=	1·52	"
" Manganoxydul	=	94·09	"
Kohlensaurer Kalk . . .	=	2·80	"
Kohlensaure Magnesia . .	=	0·73	"
Wasser	=	0·00	"
		101·24	Procent.

John.

Gerösteter Manganspath:

Kieselsäure	=	2·45	Procent
Eisenoxyd	=	1·16	"
Manganoxyd.	=	90·79	"
Kohlensaurer Kalk .	=	4·35	"
Kohlensaure Magnesia	=	1·01	"
Wasser	=	0·60	"
		100·36	Procent

Foullon.

Manganerz aus dem Arader Comitat, J. Steinitz, Wien.

Unlöslicher Rückstand .	=	1·50	Procent
Eisenoxyd	=	3·90	"

Manganoxyde mit einem Gehalte

an metallischem Mangan	=	56·13	"
Kalk	=	1·20	"
Glühverlust	=	11·60	"

John.

D. Diverse Erze.

Einsender	Localität	Schwefel %	Anmerkung	Analytiker
M. Diamant u. Comp., Wien	Magnetkies, Utschthal bei Bruck a. d. Muhr	27·13		John
P. Hartnigg, Graz	Schwefelkies, Anger nächst Waitz in Steiermark	39·99	Eisen = 35·00%, unlöslicher Rückstand = 25·0%	Foullon
F. Fasal, Wien	Schwefelkiese von Lipto-Ujvar, Ungarn 1	22·36		John
	Schwefelkiese von Lipto-Ujvar, Ungarn 2	47·50	Eisen = 37·2%, Gangart = 20·3%	"
	Magnetkies v. Lipto-Ujvar	26 13	Eisen = 40·57%, Gangart = 33·30%	"
	Schwefelkiese von: Maluzina . . 1	38·35		"
	" . . 2	26·78		"
	Rastoki	21·38		"
	Ribarica-Bocza	5·80		"
	Knazova - Skala in Ungarn	6·04		"
Graf Stefan Palffy, Pressburg	Schwefelkies von Cseszte bei Modern, Ungarn	39·10		Foullon
Gerstle und Comp., Wien	Schwefelkies von Göllnitz	50·11	Unlöslicher Rückstand = 3·33%	John

Kupferkies von Vacer Vakuf in Bosnien. Dr. J. Kromer in Sanskimost.

Metallisches Kupfer = 10·48 Procent. John.

Kupferkies von Neograd in Ungarn. D. Kopf, Pressburg.

Kupfer = 21·78 Procent. Foullon.

Kupferglanz aus dem Arader Comitat. J. Steinitz, Wien.

Gangart	= 1·50	Procent
Kupfer	= 74·59	"
Eisen	= 2·31	"
Schwefel	= 22·03	"
	100·43	Procent.

John.

Bleiglanz von Steinbrück in Steiermark. J. Bauer, Mattersdorf.

Blei = 79·17 Procent. Foullon.

Kiese in Quarz eingesprengt von Szepesremete, Ungarn. K. Benigny, ebenda.

Kobalt = 1·02 Procent. John.

Galmei von Lichtenwald in Steiermark. J. Burgmann-Wolf, ebenda.

Zink = 28·40 Procent. Drasche.

Galmei von Sierza in Galizien. Gräflich Pototzki'sche Bergverwaltung, ebenda.

	1	2	3	4	
Zink =	12·58 Proc.	10·23 Proc.	11·03 Proc.	16·08 Proc.	John.

Zinkblende von Raibl in Kärnten. F. Fasal, Wien.

Zink = 27·42 Procent. John.

In Brauneisenstein eingesprengter Chromeisenstein (aus Serpentin, durch Schlämmen angereichert) von Dukowan in Mähren. Rossitzer Bergbaugesellschaft, Rossitz.

	1	2
Kieselsäure . . . =	0·72 Procent	0·83 Procent
Eisenoxyd . . . =	10·52 „	48·46 „
Eisenoxydul . . . =	20·49 „	12·49 „
Chromoxyd . . . =	47·46 „	18·64 „
Thonerde . . . =	10·56 „	6·62 „
Magnesia . . . . =	5·94 „	3·25 „
Kohlensaurer Kalk =	1·45 „	1·79 „
Nickeloxydul . . =	0·28 „	0·46 „
Wasser . . . . =	2·40 „	6·82 „
	99·82 Procent	99·66 Procent
Chromeisenstein . =	84·45 Procent	41·00 Procent.

John, Foullon.

Chromeisensteine: 1. von Makri in Licien. Dr. Tietze. 2. Serbien. St. Poppović in Belgrad.

	1	2
Chromoxyd . =	60·23 Procent	47·45 Procent
Eisenoxydul . =	16·47 „	27·40 „
Thonerde . . =	10·50 „	13·67 „
Magnesia . . =	13·23 „	12·48 „
	100·43 Procent	101·00 Procent.

John.

Zinnstein von Bolivia. Robertson und Comp., Hamburg.

Quarz . . =	2·89 Procent
Eisen . . =	4·35 „
Kupfer . . =	Spur
Schwefel . =	5·06 „
Zinnoxyd . =	87·01 „
Silber . . =	0·045 „
	99·355 Procent.

John.

V. Kalke, Mergel, Dolomite und Magnesite.

Einsender	Localität	Unlöslicher Rückstand %	Eisenoxyd und Thonerde %	Kohlensaurer Kalk %	Kohlensaure Magnesia %	Anmerkung	Analytiker
Adolf Schostal, Wien	Holingstein, Nied.-Oesterr.	0·42	0·30	98·28	1·46		Foullon
E. Kittl, Wien	„ „	0·45	0·25	97·57	1·53		„
K. Hollitzer, Deutsch-Altenburg	Deutsch-Altenburg, Lehnerbruch . . 1	0·30	Spur	99·70	Spur		John
	„ „ „ . . 2	1·55	„	98·45	„		„
Sommer und Weniger, Wien	Zedlitz bei Drosendorf	14·10	2·06	78·32	5·52		„
Leo von Hartberg, Wien	Reichenau, Nied.-Oesterr.	0·15	0·15	99·21	0·42		„
Dr. V. Capesius, Wien	Ramsai bei Hainfeld . . 1	0·25	0·25	98·63	Spur		„
	„ „ „ . . 2	0·25	0·30	88·75	11·34		„
	„ „ „ . . 3	13·05	1·80	52·18	31·63		„
E. Tichy und Söhne, Wien	Kaltenleutgeben	15·40	6·52	75·91	1·50	0·55% Wasser	„
Bauunternehmung der Kremsthalbahn	Michelsdorf, Oberösterreich	1·34	Spur	98·66	—		„
Diamant und Comp., Wien	Bruck a. d. Mur, Steiermark	13·39	—	83·54	Spur	Kohlensaures Eisenoxydul = 2·87%, Wasser = 0·14%	Foullon
Von Lauer, Wien	St. Johann, Tirol	14·60	2·80	76·03	4·83	Organische Substanz und Verlust 1·74%	John
Bauunternehmung Gross, Knauer und Löwenfeld in Wien	Nizniow, Galizien	3·94	5·55	80·36	9·74		„
		69·80	3·26	18·72	8·42		„
		4·15	1·15	92·68	2·13		Drasche
Leopold Lill, Nikolsburg	Sokoly bei Okrisko, Mähren	1·02	—	55·84	43·30	Kohlensaures Eisenoxydul 0·77%	Foullon
J. Frankl, Ungar.-Hradisch	Illuk bei Ungar.-Hradisch, Mähren . 1	9·60	3·25	87·15	Spur		John
	„ „ „ „ „ . 2	7·98	3·21	88·81	„		„
Fürstl. Hatzfeld'sche Gutsverwaltung, Mähr.-Weisskirchen	Mährisch-Weisskirchen, Skalka	2·28	1·25	92·09	4·38		„
S. Federmann, Iglau	Iglau	7·60	1·60	90·08	Spur		„
Hofrath Lorenz, Wien	Icichi, Istrien . . 1	1·19	Spur	98·81	0		„
„ „ „	„ „ . . 2	0·59	„	99·41	Spur		„

Einsender	Localität	Unlöslicher Rückstand %	Eisenoxyd und Thonerde %	Kohlensaurer Kalk %	Kohlensaure Magnesia %	Anmerkung	Analytiker
Hofrath Lorenz, Wien	Umgebung von Fiume . . . 1	7·19	Spur	98·81	Spur		John
	2	0·89	„	99·11	0		„
P. Dumičić, Wien	Vinitza bei Karlsstadt . . . 1	0·25	0·28	99·47	0		„
	„ „ „ . . . 2	0·24	0·23	99·53	0		„
	„ „ „ . . . 3	0·18	0·22	99·60	0		„
	„ „ „ . . . 4	0·45	1·24	98·31	0		„
	„ „ „ . . . 5	0·06	0·82	99·12	0		„
	„ „ „ . . . 6	0·08	0·64	99·28	0		„
M. Baxa, Wien	Wimpassing, Ungarn	—	—	97·82	—		„
S. Wärmer, Wien	Theben, „	—	—	88·03	—		Drasche
J. K. Demuth, Wien	Nyusta	12·80	—	2·89	81·19	Kohlensaures Eisenoxydul = 3·00%	Foullon

VI. Thone.

Thon von Feistritz in Kärnten. Graf Egger.

Kieselsäure	= 32·22 Procent	In Säuren unlöslicher Theil = 45·70 Procent.	
Thonerde	= 10·90 „		
Kalk	= 1·77 „		
Magnesia	= 0·81 „		
Kieselsäure	= 4·30 Procent	In Säuren löslicher Theil = 43·37 Procent.	
Eisenoxyd	= 2·45 „		
Thonerde	= 13·10 „		
Kalk	= 12·32 „		
Magnesia	= 0·80 „		
Kohlensäure	= 10·49 „		
Wasser	= 10·93 „		

John.

Thon von Třemošna bei Pilsen. Director D. Stur.

Kieselsäure	=	48·75 Procent	
Thonerde	=	36·80 „	(mit Spur Eisen)
Wasser	=	14·30 „	
		99·85 Procent	John.

Thone folgender Localitäten wurden im Seefström'schen Ofen als feuerfest befunden: Reichenau, Niederösterreich, A. Seebacher ebenda; Harmansdorf bei Eggenburg, Freiherr von Suttner; Göttweih a. d. Donau, Schmitt und Zeller, Wien; Mürzzuschlag, Steiermark (Spur Sinterung), L. Sierk, Mürzzuschlag; Třemošna bei Pilsen; Russisch-Polen, Zapoviez (Hangendes des Eisensteinflötzes), Buk ebenso, Blizyn, Baron von Krauze, Blizyn.

VII. Rohpetroleum. Bergtheer und Asphalt.

Rohpetroleum aus dem Ungher Comitat. Bergrath M. Paul.

Benzine	=	30·90 Procent
Leichte Oele (bis 200°)	=	30·10 „
Schwere Oele	=	31·51 „
Vaselin	=	1·85 „
Paraffin	=	0·68 „
Kohliger Rückstand	=	4·21 „
Gase und Verlust	=	0·75 „
		100·00 Procent. John.

Rohpetroleum von Sosmezö, Haromszéger Comitat, Dr. B. Babic, Wien.

Benzine	=	15·04 Procent
Oele bis 150°	=	37·17 „
„ „ 200°	=	22·47 „
„ über 200° sammt wachsartigen und festen Kohlenwasserstoffen	=	19·98 „
Kohliger Rückstand	=	4·32 „
Gase und Verlust	=	1·02 „
		100·00 Procent. John.

Bergtheer von Habeni bei Dumbrovitza in Rumänien. B. G. Poppovits, Wien.

Petrolen	=	81·6 Procent
Schwere Oele und Paraffin	=	5·4 „
Kohliger Rückstand	=	10·7 „
Gase und Verluste	=	2·3 „
		100·0 Procent

Das Rohproduct war mit 15·1 Procent Wasser mechanisch gemengt.
Foullon.

Rohpetroleum von Baku. V. R. v. Ofenheim, Wien.

Benzine vom spec. Gewicht	0·774	= 17·7	Proc.
Bis 200° übergehende Oele vom spec. Gewicht	0·803	= 39·2	„
„ 280° „ „ „ „ „	0·838	= 34·2	„
Ueber 280° „ „ „ „ „	0·842	= 6·1	„
Paraffin		= 0·1	„
Kohliger Rückstand		= 1·6	„
Gase und Verlust		= 1·1	„
		100·0	Proc.

John.

Zu erwähnen wären ein Trachyttuff aus der Matra (Graf Westphalen) der 1% Oele enthält; Bituminöse Schiefer von Zboro, Ungarn (Graf Erdödy), welche bei der trockenen Destillation 6·7 bis 6·8 Procent schwere Oele und 1·6 bis 1·8 Procent wachsartige und feste Kohlenwasserstoffe liefern.

Asphaltsteine von Vrgoracz in Dalmatien (S. M. Kron, Wien), welche 44·43—53·18 Procent „Asphalt" enthielten.

VIII. Wasser- und Wasserabsatz-Analysen.

Wasser von der Schmelz (36 M. Tiefe) bei Wien. J. Gross, Rudolfsheim.

Dasselbe enthält im Liter 1·8528 Gramm feste Bestandtheile, und zwar vornehmlich kohlensaure und schwefelsaure Salze des Kalkes und der Magnesia. Beim Stehen an der Luft scheiden sich basische Eisensalze ab. Foullon.

Gypswasserrückstand (durch Abdampfen erhalten) von einer Quelle der östlichen Abdachung des Sulzkogels bei Gusswerk Maria-Zell. K. k. Forst- und Domänen-Direction Wien.

In Säuren unlöslicher Theil	= 1·10	Procent
Eisenoxyd und Thonerde	= 1·77	„
Kalk	= 31·39	„
Schwefelsäure	= 45·06	„
Chlor	= 0·32	„
Magnesia, Alkalien und Kohlensäure	= Spuren	
	99·74	Procent

Der Gehalt an Gyps beträgt also 96·41 Procent. John.

Wasser von Hermannseifen in Böhmen. J. Kluge in Altstadt. In 10 Liter sind enthalten:

Kieselsäure	= 0·4050	Gramm
Kohlensaurer Kalk	= 0·6696	„
Kohlensaure Magnesia	= 0·0134	„
Schwefelsaure „	= 0·5712	„
Chlornatrium	= 0·0183	„
Kohlensaure Alkalien	= 0·6325	„
Summe der fixen Bestandtheile	2·3100	Gramm

John.

Mineralwasser von Málnás, Siebenbürgen. J. Nagy, Kronstadt.

Dasselbe enthält grosse Mengen von Chlornatrium und kohlensaurem Natron, freie Kohlensäure fehlt jedoch. John.

Wasser aus einem Petroleumschacht in Lomna. Dr. Bavič in Wien.

Im Liter: Suspendirte Theile (Thon)	=	3·4030	Gramm
Gelöste Kieselsäure und Thonerde	=	0·0257	„
Kohlensaures Eisenoxydul	=	0·0125	„
Kohlensaurer Kalk	=	0·4730	„
Schwefelsaurer „	=	Spur	
Kohlensaure Magnesia	=	0·1200	„
Chlornatrium	=	3·7424	„
Kohlensaures Natron	=	1·6354	„
Summe der Bestandtheile	=	9·4120	Gramm
„ „ gelösten Bestandtheile	=	6·0080	„

Enthält auch eine Spur von Rohpetroleum beigemengt.

John.

IX. Diverse.

Gyps von Bohoroczany bei Stanislau in Galizien. Gutsdirector Th. Schwetter.

Thon	=	20·34	Procent	
Kalk	=	25·94	„	79·66 Procent Gyps
Schwefelsäure	=	37·05	„	
Wasser	=	16·67	„	
		100·00		

John.

Polirschiefer aus der Matra. E. von Luschin, Wien.

Kieselsäure	=	70·20	Procent
Eisenoxyd und Thonerde	=	10·20	„
Kalk	=	3·25	„
Wasser	=	16·10	„
		99·75	

Reich an Diatomaceen. John.

Phosphorit aus Russisch-Podolien. C. v. Szekrenyessi in Wien.

Kleine Kugeln von radialstrahligem Bau.

Unlöslicher Rückstand	=	4·50	Procent	
Kalk	=	39·51	„	72·90 Proc. phosphorsaurer Kalk
Phosphorsäure	=	33·39	„	
Kohlensaurer Kalk	=	21·96	„	
		99·36		

John.

X. Roheisen und Stahl.

Normalstahl der österreichischen alpinen Montangesellschaft.

	1	2	3	Mittel	
Kohlenstoff =	0·996	0·998	0·999	0·9977	Procent

John, Foullon.

Weisses Roheisen von F. Osers in Wien.

Gesammtkohlenstoff	=	4·35	Procent
Graphit	=	0·80	„
Chemisch gebundener Kohlenstoff	=	3·55	„
Silicium	=	0·47	„
Schwefel	=	0·15	„
Phosphor	=	0·04	„

Drasche.

Roheisen von Freiherrn Mayr von Melnhof, Leoben.

	Silicium		Phosphor 1		Phosphor 2		Mittel	
I.	0·57	Proc.	0·048	Proc.	0·056	Proc.	0·052	Proc.
II.	9·54	„	0·087	„	0·076	„	0·082	„
III.	0·36	„	0·062	„	0·059	„	0·061	„
IV.	0·95	„	0·067	„	0·066	„	0·067	„
V.	0·40	„	0·059	„	0·063	„	0·061	„
VI.	0·34	„	0·049	„	0·059	„	0·054	„

John, Foullon.

Roheisen. Eisen- und Blech-Fabriksgesellschaft „Union“ in Wien.

		Silicium	Kupfer	Schwefel	Phosphor	Analytiker
			Procente			
Dobschau	1:	—	0·046	0·094	0·005	Drasche
	2:	1·220	0·074	0·110	0·198	„
Lucska		—	0·120	0·109	0·138	Foullon
Csetnek	1:	—	0·051	0·010	0·098	„
	2:	1·100	0·039	0·104	0·170	John
	3:	—	0·047	0·046	0·109	Drasche
	4:	—	0·035	0·056	0·058	Foullon
Hencsko	1:	1·090	0·059	0·175	0·203	Drasche
	2:	—	0·046	0·093	0·130	John
	3:	—	0·060	0·103	0·119	„
Schmöllnitz:		1·560	0·207	0·048	0·129	Drasche

XI. Fabriksproducte.

Saigerrückstände aus den Antimonwerken von Schlaining. Ungarn. Director C. Rochata.

Rückstand von der Aufschliessung im Chlorstrom: — 42·94 Procent.

Aus diesen durch Salzsäure ausziehbar:

Eisen	= 0·57	Procent
Kalk	= 3·82	„
Magnesia	= 0·32	„
Metallfreier Rückstand	= 34·62	„
Kohlige Bestandtheile	= 3·61	„

Im Chlorstrom aufgeschlossen:

Eisen	= 15·15	„
Antimon	= 23·33	„
Schwefel	= 18·24	„
	99·66	

Foullon.

Lagermetall der Blechfabriksgesellschaft in Wien:

Kupfer	= 82·09	Procent
Blei	= 5·77	„
Zink	= 9·25	„
Eisen	= 0·74	„
	97·85	

Spuren von Kalk, Kieselsäure, Kohlenstoff, Schwefel und Phosphor.

Foullon.

Schwefelsäure aus Breslau. Blechfabriksgesellschaft Union Wien:

Arsenige Säure = 0·057 Procent Foullon.

Alaun von dem Kohlenwerke und Alaunfabrik „Humboldtschacht“ in Kaaden.

Derselbe ist sehr rein, hinterlässt, in Wasser gelöst, nur eine Spur thoniger Bestandtheile, enthält nur eine Spur Eisen und 0·0412 Procent Chlor. John.

Hartpech. Rückstand bei der Theerdestillation. Wienerberger Ziegelfabriks- und Baugesellschaft:

Wasser	0·25	Procent
Asche	0·90	„
Kohlenstoff	92·08	„
Wasserstoff	4·12	„
Schwefel	0·38	„
Sauerstoff	2·27	„
	100·00	

Da dieses Hartpech als Brennmaterial dienen soll, so wurden aus der Elementarzusammensetzung die Wärmeeinheiten berechnet, die danach 8804 betragen. Zum Vergleiche wurde auch eine Berthier'sche Probe durchgeführt, die 7200 Wärmeeinheiten ergab. John.

Feuerwerkskörper. W. Knaust, Maschinenfabrikant in Wien:

Magnesiummetall	2·41	Procent
Colophonium	11·80	"
Salpetersaurer Strontian	67·26	"
Chlorstrontium[1]	9·81	"
Salpetersaurer Kalk	1·62	"
Chlorkalium	1·05	"
Kieselsäure	2·02	"
Eisenoxyd und Thonerde	1·85	"
Hygroskopisches Wasser	1·23	"
	99·05	

John.

[1]) Mit 4 Aequivalenten Krystallwasser.

Ueber ein neues Liasvorkommen in den Stubaier Alpen.

Von Dr. **Fritz Frech.**

Die Bestimmung des geologischen Alters der westlich vom Brenner liegenden Kalkmassen ist bisher noch nicht in befriedigender Weise gelungen. Die Seltenheit, beziehungsweise das vollständige Fehlen von Versteinerungen, sowie die eigenthümliche petrographische Beschaffenheit der Kalke und der untergeordnet auftretenden Thonschiefer machen eine Vergleichung mit anderen Gegenden schwierig. Pichler, der sich zuerst [1]) eingehend mit den fraglichen Bildungen beschäftigt hat, rechnete die ganze Schichtenfolge, abgesehen von den wenig ausgedehnten Steinacher Carbonschiefern zur Trias und suchte in einer zweiten Arbeit [2]) das Auftreten der verschiedenen Horizonte vom Buntsandstein bis zum Rhaet im einzelnen nachzuweisen. Dagegen hat G. Stache mit Recht darauf hingewiesen [3]), dass jedenfalls ein grosser Theil der zwischen Pflersch- und Gschnitzthal liegenden, angeblich triadischen Kalke das Steinacher Carbon unterteufen und somit älter als dieses sind. Weiter äussert er die Vermuthung [4]), es möchten auch die Kalkmassive zwischen Gschnitz und Selrain dem oberen Perm angehören; das paläontologisch gesicherte Vorkommen von jüngerer Trias [5]) in den fraglichen Gebieten sei „tectonisch noch nicht vollkommen klargestellt“.

Die Auffindung eines zweifellosen Liasvorkommens in der Kette der Serlosspitze liefert vielleicht einen kleinen Beitrag zur Lösung der interessanten Streitfrage. Einige Bemerkungen über die allgemeine geologische Zusammensetzung der Gegend mögen der Beschreibung des neuen Fundortes vorangehen.

[1]) Beiträge zur Geognosie von Tirol. Zeitschrift des Ferdinandeums. 3. Folge. 8. Heft, 1859, (mit geolog. Karte u. Profilen).

[2]) Beitr. z. Geognosie v. Tirol. Jahrb. R.-A. 1868. S. 47.

[3]) Verh. R.-A. 1871. S. 219.

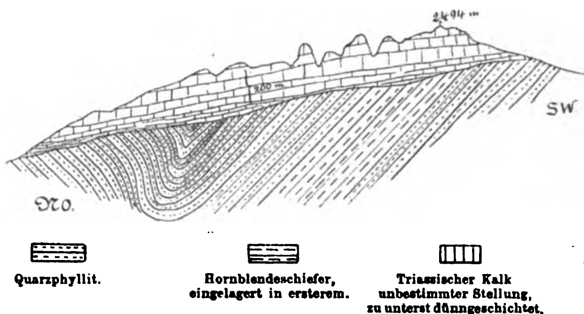
[4]) Paläoz. Geb. d. Ostalpen. Jahrb. R.-A. 1874. S. 148 ff.

[5]) Nach Pichler Rhät und Schichten mit Cardita subcrenata an der Waldrast; Rhät und ?? Fleckenmergel des Lias an den Tarnthalerköpfen (? Klammspitz) am Ursprung des Navisthales.

Das Grundgebirge wird von Glimmerschiefer und eingelagertem Hornblendeschiefer gebildet, auf dem der transgredirende Kalk discordant

Fig. 1.

Orientirungsprofil der Elferspitz.



Stubaithal bei Neustift.

abgelagert ist. (Vergl. das nebenstehende Orientirungsprofil.) Die Auflagerung ist in sehr verschiedener Höhenlage erfolgt. Ungefähr in gleichem Niveau wie an der Elferspitz (2100—2300 Meter) erscheint die untere Kalkgrenze an dem hohen Burgstall auf der gegenüberliegenden Seite des Stubaithales. Hingegen findet man im Pinnisthal, in das der Kamm der Elferspitze auf der anderen Seite abstürzt, den Kalk schon bei 1200 Meter, an dem NW. Abhang der Serlosspitze bei 1600 Meter und oberhalb Vulpmes, auf dem linken Ufer des Ruzbachs, bei 11—1200 Meter Höhe.[1]) Diese Unterschiede sind so bedeutend, dass man zu ihrer Erklärung — abgesehen von Verwerfungen — eine ursprüngliche, stark ausgeprägte Unebenheit der Oberfläche annehmen muss.

Die Kalkmassen. Im nachfolgenden soll nur von den Kalken zwischen Gschnitz und Selrain gehandelt werden, deren tectonischer Zusammenhang mit dem Lias nachweisbar ist. Der Kalk ist dickbankig, grau oder schwärzlich gefärbt; die krystalline Beschaffenheit nimmt mit der Annäherung an die nördlichen Kalkalpen allmälig ab. Ein fast vollständiges Profil beobachtet man bei der Besteigung des Kirchdachs von Gschnitz aus. Bei 1500 Meter überlagert im Bette des Nernesbaches der Kalk den Glimmerschiefer und ist dann bis zur Höhe von 2450 Meter in vollständiger Gleichmässigkeit entwickelt. Nur im untersten Theile (50 über dem Glimmerschiefer) findet sich eine 4 Meter mächtige, nach kurzem Verlauf auskeilende Thonschiefereinlagerung. Das anstehende Gestein ist während des Anstiegs fast ununterbrochen sichtbar, erweist sich aber als durchaus versteinerungsleer. Man beobachtet ein gleichmässiges Einfallen von 20—25° nach NO. Auf den übrigen von mir untersuchten Bergen (Kesselspitz, Serlosspitz, Wasenwand, Gruppe der Kalkkögel) zeigte der Kalk keineswegs anziehendere Eigenschaften. Nur die Einlagerungen von Thonglimmerschiefer, Thon- und Kalkschiefer[2]) kommen stellenweise etwas häufiger vor, sind jedoch

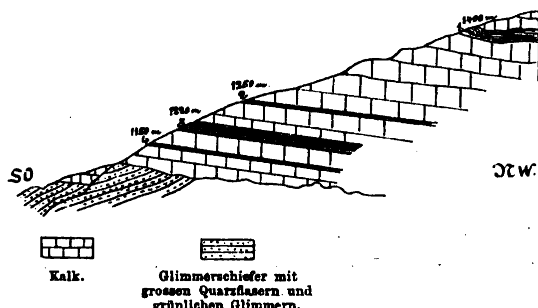
[1]) Die Höhen sind mit Berücksichtigung der auf der Generalstabskarte gegebenen Fixpunkte mit dem Aneroid gemessen und können daher auf keine besondere Genauigkeit Anspruch machen.

[2]) Zuweilen reich an Kieselsäure.

an keine bestimmte Höhenlage [1]) gebunden und ebensowenig durch paläontologische Merkmale ausgezeichnet. Am häufigsten wurden diese Einlagerungen am Abhang der Saile und des Ampfersteins nach Vulpmes zu beobachtet. Die höchste derselben, welche auf dem nebenstehenden

Fig. 2.

Orientirungsprofil durch den SO.-Abhang der Kalkkögel zwischen Ampferstein und Sail.



1. Kalkschiefer (schwärzlich) mit undeutlichen Versteinerungen (Crinoiden, Brachiopoden). 2. Thonschiefer. 3. Kieselreiche Kalkschiefer. 4. Dunkelfarbige Kieselkalke.

Die Unregelmässigkeit im SO.-Theile des Profils soll die ungleiche Höhe der unteren Grenze des Kalkes andeuten.

Profil nicht mehr angegeben ist, findet sich an den genannten Bergen wenig oberhalb des Joches „am Halsel“ (2003 Meter). Pichler scheint diese Bildungen zum Theil als Muschelkalk oder Virgloriaschichten gedeutet zu haben. Bei dem fast vollständigen Mangel an Versteinerungen lässt sich diese Annahme weder bestätigen noch widerlegen. Allerdings deutet das häufig beobachtete Auskeilen [2]) der Thonschieferschichten nicht gerade darauf hin, dass dieselben einen stratigraphisch bestimmten Horizont bezeichnen. Innerhalb der Kalkformation ist nur das Vorkommen der Schichten mit *Cardita subcrenata* durch dieses, von Pichler an der Serlosspitze gefundene Leitfossil festgestellt.

Die Schichten des Kalkes befinden sich zumeist in schwebender Stellung oder sind nur unter geringen Winkeln geneigt. [3]) Allerdings kommen in dem südlichen Kalkmassiv auch einige Ausnahmen vor. So zeigt der Nordabfall des südlich der Serlosspitze gelegenen Berges „Ob der Mauer“ (2600 Meter) Faltungen, Knickungen und Ueberschiebungen, wie im Gebiet der nördlichen Kalkalpen. Auch die Unterlage des scheinbar söhlig gelagerten Lias der Kesselspitze ist fast vollständig in die saigere Stellung umgebogen.

Das Rhät. Die Kalkformation, über deren Altersstellung weiter unten gesprochen werden soll, wird von einer Reihenfolge höchst mannigfaltiger Gesteine überlagert, die mit Rücksicht auf die (allerdings nur spärliche, Versteinerungsführung und die concordante Ueberlagerung

[1]) Im Pinnisthal und am Abhang der Serlosspitze bei Medratz beginnt die Kalkformation mit Thon- und Kalkschiefern, am grossen Burgstall liegen die letzteren 300 Meter, am kleinen Burgstall 600 Meter über der unteren Grenze des Kalkes.

[2]) Z. B. keilen auf dem kleinen Burgstall zwei Thonschieferschichten von je 14 und 1 Meter Dicke, die durch Kalkbänke (10 Meter) getrennt sind, nach einem Verlauf von einigen hundert Metern vollständig aus.

[3]) v. Mojsisovics. Jahrb. R.-A. 1873. S. 161.

durch den Lias wohl durchweg zum Rhät gerechnet werden können. Die von Pichler an der Serlosspitze in grauen Kalken und bunten Schiefern gefundenen Versteinerungen sind: *Belodon Kapffi Myr.*, *Gervillia inflata Schafh*, Spuren von *Pecten* und *Ostrea*. Ein Bruchstück von *Megalodus*, das ich am Fuss der Serlosspitze unweit des Wallfahrtortes Maria Waldrast in einem hellen Kalkstein fand, deutet auch das Vorkommen der Dachsteinkalk-Facies an.

Unter den Gesteinen der Serlosspitze ist am häufigsten ein sehr dünngeschichteter, dunkler Kalkschiefer mit grösseren oder kleineren Glimmerblättchen auf den Schichtungsflächen. Derselbe geht einerseits in körnigen, krystallinen Bänderkalk über, in dem rein weisse Lagen mit dunkler gefärbten abwechseln; andererseits findet man kalkhaltigen Thonglimmerschiefer in ziemlicher Verbreitung. Untergeordnet kommt ein sehr grobflasriger Gneiss vor. Derselbe besteht aus centimetergrossen Partien von weissem Quarz und Feldspath [1], der wegen starker Zersetzung keine weitere mineralogische Bestimmung zulässt. Dazwischen finden sich umfangreiche Flasern von dunklem Magnesiaglimmer.

In mächtiger Entwicklung setzen die rhätischen Schichten die Spitze des Kirchdachs zusammen. Man beobachtet hier von oben nach unten:

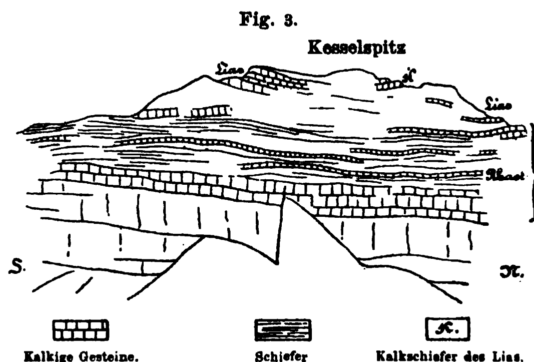
1. Dunkelgefärbte, dünnplattige Kalke (auf der eigentlichen Spitze), enthaltend gering mächtige Einlagerungen von Kalkglimmerschiefer mit grünlichem Glimmer.

2. Grobblätterige, sehr mächtige Thonglimmerschiefer, das breitere Fussgestell der Spitze bildend.

3. Dünngeschichtete dunkle Kalkschiefer, welche die massigen unten besprochenen Kalke überlagern.

Auch auf der Kesselspitze bestehen die den Lias unterteufenden Schichten aus dünnen kalkreichen Thonschieferplatten, Thonglimmerschiefern und dunkelgefärbten krystallinen Kalken, die zum Theil als stärkere Bänke den dünngeschichteten Gesteinen eingelagert sind, zum Theil den Uebergang zu den massigen Kalken vermitteln.

Fig. 3.



Ansicht der Kesselspitze von Osten.

Mit vollem Recht hat Pichler darauf aufmerksam gemacht, dass die rhätischen (und jüngeren) Schichten im Gebiet der nördlichen

[1]) Nach freundlicher Bestimmung des Hrn. Professor Roth.

Kalkkögel zwischen Saile und Burgstall fehlen. Die horizontale Ausdehnung des Rhäts (= „unterer Lias metamorph") ist von demselben Forscher auf der, zu der ersten Arbeit gehörigen Karte etwas zu gross angegeben worden. Es gehören dazu wohl nur die Gesteine der höchsten Gipfel zwischen Gschnitz und Stubai, Serlosspitz, Kesselspitz, Wasenwand, Schneiderspitz, Kirchdachspitz; auf der letzteren Spitze ist die horizontale Ausdehnung des Rhäts am bedeutendsten.

Der Lias ist bisher nur auf dem Gipfel der Kesselspitze nachgewiesen worden. Dieselbe liegt in der Hauptkette zwischen Stubai- und Gschnitzthal an einer Stelle, wo sich ein zuerst von Westen nach Osten verlaufender Nebenkamm abzweigt. In letzterem fallen die Liasschichten flach östlich. Dass jedoch diese flache Lagerung nicht ursprünglich ist, beweist die weitere, nordwest-südöstliche Fortsetzung des Nebenkammes. In Folge einer Schichtenbiegung kehren wenigstens die Rhätschiefer der Kesselspitze noch einmal in tieferer Höhenlage wieder.

Die obersten Schichten (1.) des Lias werden von (dickbankigen) grauen, dichten Kalken mit weissen Kalkspathadern gebildet, die in Folge der schwachen südöstlichen Neigung der Schichten [1]) im SO. der höchsten Spitze liegen. Die Kalke gehen nach unten zu in (2.) schwarze, dünngeschichtete glimmerfreie Kalkschiefer über. (K. in obigem Profil.) Den eigentlichen Gipfel bilden zersplitterte dolomitische Kalke (3). Darunter folgen (4.) rothe Thonschiefer, 1½ Meter mächtig, mit schlecht erhaltenen Ammoniten und als Basis des ganzen Lias (5.), versteinerungsreiche typische Adnetherkalke 10 Meter mächtig.

Die charakteristischen Eigenthümlichkeiten der rothen Knollen- (oder Kramenzel-) Kalke sind nicht zu verkennen und die Untersuchung der Versteinerungen rechtfertigt die Bestimmung als Lias. Allerdings erscheinen die Ammoniten zumeist in verdrücktem Zustande und die Sculptur der Oberfläche ist nur ausnahmsweise erhalten; jedoch lassen sich die Loben ziemlich gut herauspräpariren. Ich bestimmte folgende Arten:

1. *Atractites liasicus Guemb. sp.* (?) v. Mojsisovics, Aulacoceras. Jahrb. R.-A. 1871, pag. 55, T. 4. f. 4a. Ein Rostrum stimmt in Bezug auf Grössenverhältnisse mit der angeführten Abbildung gut überein. Da jedoch der Phragmokon fehlt, ist die specifische Uebereinstimmung nicht sicher erweisbar.

2. *Belemnites sp.* (Fragmente).

3. *Phylloceras sp. (heterophyllum?).* Häufig.

4. *Arietites ceras Gieb. sp.?* Quenstedt, Cephalopoden. pag. 239. T. 19. F. 13. v. Hauer, Cephalopoden des Lias der nordöstlichen Alpen. Denkschr. Wien. Akad. Bd. 11. 1856. pag. 26. T. 6. F. 4—6.

5. *Lytoceras fimbriatum Sow. sp.* v. Hauer, l. c. pag. 62. T. 22. F. 1—4. Sehr häufig.

6. *Nautilus striatus Sow. var.* d'Orbigny, Paléont. franc. Terr. jur. I. pag. 48. T. 25. v. Hauer, l. c. T. 24. F. 1, 2. Eine bis ans Ende gekammerte Schale von 1½ Decimeter Durchmesser.

---

[1]) Vergleiche die beigegebene Skizze.

Die Häufigkeit von *Phylloceras* und *Lytoceras* deutet auf die höheren Zonen des Lias [1]) hin, während das Vorkommen von *Arietites* mehr auf die mittleren und unteren Stufen verweist; *Atractites liasicus* endlich stammt aus dem unteren Lias. Man wird die Schichten der Kesselspitze daher vorläufig wohl als mittleren Lias bezeichnen können; eine genaue Bestimmung ist mit Rücksicht auf die mangelhafte Erhaltung der Versteinerungen unthunlich.

Bei dem Versuch, das Alter der oben geschilderten Kalkformation zu bestimmen, ist von der Beobachtung auszugehen, dass die Schichten von den untersten Kalkbänken bis zu den Liasbildungen einschliesslich eine tectonische Einheit darstellen und keinerlei Discordanz oder sonstige Merkmale unterbrochener Lagerung erkennen lassen.

Lias, Rhätschiefer, Dachsteinkalk (?) und Carditaschichten sind ferner paläontologisch nachgewiesen, und es ist somit von vornherein wahrscheinlich, dass die unter dem letztgenannten Horizont lagernden 800—900 Meter mächtigen Kalke Aequivalente der übrigen Triasschichten darstellen. Eine derartige isope Ausbildung mehrerer Stufen übereinander gehört in den Alpen bekanntlich zu den gewöhnlichen Erscheinungen, wie z. B. die Verhältnisse der Schlern-Rosengarten-Gruppe beweisen.

Die Vermuthung Stache's, dass die fraglichen Kalkmassen ein höheres, permisches Alter besässen, gründet sich wohl vornehmlich auf die petrographische Uebereinstimmung der Gebirge zu beiden Seiten des Gschnitzthals. Die Kalke des Kirchdachs sollten danach zum Theil die Fortsetzung derjenigen Schichten sein, welche das Steinacher Obercarbon überlagern und der „Zugehörigkeit zum Perm sehr verdächtig" sind. Das vollständige Fehlen der Versteinerungen in dem unteren Theil der massigen Kalke gestattet vorläufig noch keine Entscheidung. Doch ist eine isope, ununterbrochene Aufeinanderfolge der Schichten vom Perm bis in die obere Trias, wie sie in folgerichtiger Durchführung der Hypothese Stache's hier anzunehmen wäre, wohl bisher noch nicht bekannt.

---

[1]) Neumayr, über unvermittelt auftretende Cephalopodentypen. Jahrb. R.-A. 1878. pag. 65.

Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch [1])-Marmaroscher Grenzkarpathen.

Von Dr. **Hugo Zapałowicz.**

Mit einer geologischen Uebersichtskarte (Tafel Nr. VI) und einer Profiltafel (Nr. VII).

Einleitung.

Das hier zur Beschreibung gelangende Gebiet umfasst den gebirgigsten und grösste Höhen aufweisenden Theil der ungarisch-galizischen Ost-Karpathen. Es liegt zwischen dem 47° 33′ und 48° 15′ nördlicher Breite und den Meridianen 41° 49′ und 42° 34′ östlich von Ferro. Seine grösste von NW. nach SO. verlaufende Längsaxe beträgt 82 Kilometer, die längste Queraxe 45·5 Kilometer. Im Mittel beträgt die Queraxe annähernd 35 Kilometer, so dass das ganze Gebiet, welches eine längliche Form zeigt, einen Flächenraum von circa 2850 Quadratkilometer umfasst.

Das Gebiet wird in W. durch die Theiss-Pruth-Spalte und den Vissó-Fluss, im O. durch den Schwarzen Czeremosz natürlich abgegrenzt. Im N. schliesst es mit der mächtigen, etwas schwerfällig gebauten Czarna Hora-Kette ab, deren höchste Gipfel: Howerla 2058 Meter, Brebenieska 2037 Meter, Pop Iwan 2026 Meter — letzterer auf der neuen, für die vorliegende Arbeit verwendeten Specialkarte im Massstabe von 1 : 75.000, irrthümlich mit dem der ganzen Kette zukommenden Namen „Czarna Hora“ bezeichnet — von den tiefsten Einsattelungen 1785 bis 1815 Meter um keine bedeutenden Höhen differiren. Im S. grenzt es an die durch ihre kühnen und schönen Gebirgsformen sich hervorhebenden Rodnaer Alpen, die in einer langen Kette entwickelt von W. nach O. längs der Grenze von Ungarn und Siebenbürgen ziehen.

[1]) Es wurde der historische, in Galizien übliche Name Pokutisch — von der Provinz Pokutien — gewählt, um etwa einem langathmigen Titel . . . der Ost-Karpathen des Nadwornaer und Kossower Bezirkes und des Comitates Marmarosch auszuweichen.

Von den Rodnaer Alpen gelangt hier jedoch nur ein kleiner, auf ungarischer Seite gelegener Theil in Betracht, welcher im O. und S. durch die Hauptwasserscheide, im W. durch das Dragusiu-Thal abgegrenzt wird. Der höchste Gipfel in den Rodnaer Alpen (zugleich auch im ganzen Gebiete), der 2305 Meter hohe Pietrosu, liegt eben in diesem Theile der Alpen. Ihm folgt Rebri 2269 Meter, dann Pusdreloru 2191 Meter. Der zweithöchste Gipfel der Rodnaer Alpen, der Ineu (Kuhhorn) 2280 Meter, liegt in ihrem östlichen Theile und bereits ganz auf der siebenbürgischen Seite.

Von der Czarna Hora wendet sich die Hauptwasserscheide und mit ihr die Landesgrenze zwischen Ungarn und Galizien plötzlich nach S. (tiefste Stelle zwischen Waskul und Wiehin 1342 Meter) und erreicht am Stóg (ruthenisch Stih) einen langen Gebirgszug, der das linke Ufer des Schwarzen Czeremosz begleitet und im Allgemeinen, ähnlich wie die Czarna Hora, nach SO. streicht.

Dieser Gebirgszug, der in geologischer Beziehung eine mannigfaltige Zusammensetzung aufweist und schon ausserhalb der eigentlichen galizischen Flyschzone gelegen ist, zeichnet sich durch allgemein sanft undulirte Gebirgsrücken aus, die von ausgedehnten fruchtbaren Alpenwiesen eingenommen werden. Im nördlichen Theile, der vom Stóg 1655 Meter bis zur Budyowska wielka 1684 Meter reicht, betragen die grössten Höhenunterschiede der Wasserscheide (tiefste Stelle 1480 Meter) nicht einmal 200 Meter. Im mittleren bis Pirie 1554 Meter reichendem Theile, dem sich gleich anfangs der inselartig hoch emporragende Czywczyn 1769 Meter anschliesst, sind die Höhendifferenzen beinahe dieselben wie vorher, indem der höchste Punkt der Wasserscheide am Suligul 1694 Meter, der tiefste, südlich von der Popadia, 1444 Meter beträgt. Dem südlichen, im Allgemeinen höher ansteigendem Theile schliesslich, der an der Ihniatiasa 1762 Meter das südlichste Ende Galiziens erreicht, kommt der Charakter eines breitrückigen, plateauartigen Gebirges noch mehr zu und die Höhendifferenzen der Wasserscheide sind hier noch kleiner wie vorher.

Von dem Czarna Hora- und Stóg-Ihniatiasa-Grenzgebirge zweigen sich nach SW. und W. Gebirgsrücken ab, die stellenweise wieder mit hohen Gebirgsmassen in Verbindung treten. So sehen wir im N. vor Allem das Körösmezőer Pietrosz-Gebirge 2022 Meter durch einen 1560 Meter hohen Sattelkamm mit der Czarna Hora verbunden. Weiter südlich zweigt sich vom Stóg der Zug der Nieniska 1822 Meter ab, welch' letzterer im S. durch die schmalen, brücken- oder viaductartigen Kämme des Holovaciu mit der Pop Iwan-Gruppe, und der Cacatcasa (von rumänischen Hirten hörte ich Cacatiasca) mit der Gruppe des Farcheu in Verbindung steht, wobei die tiefsten Stellen auf diesen beiden Kämmen fast genau dieselbe Höhe von 1450 Meter betragen.

Die ersterwähnte Gruppe, welche im N. den steilen Pietrys (auf der Karte Pietros) 1784 Meter, im W. den Zug des 1795 Meter hohen Zerban, im S. den Tomnatecu (ruthenisch Tomnatik) 1621 Meter umfasst und in deren Mitte sich der felsige von nordöstlicher Seite malerisch zerrissene Pop Iwan 1940 Meter erhebt — sowie die Gruppe des eine mächtige Kuppe darstellenden Farcheu 1961 Meter mit dem sich ihm gleich südöstlich anschliessenden, langem und jäh nach N.

abstürzendem Rücken des Mihailecu (ruthenisch Michailek) 1920 Meter, werde ich in der Folge, der Kürze halber, als das Ruszpolyanaer Gebirge, nach dem an dessen Südfusse gelegenen Städtchen Ruszpolyana, bezeichnen.

Weiter südöstlich von Stóg zweigen sich von dem Grenzgebirge zwei nach SW., somit senkrecht auf das Streichen des ersteren ziehende Gebirgsrücken ab und zwar vom Kopilas der Repega 1577 Meter Bokuł-Zug und von der Budyowska wielka der lange Bardeu-Zug, welcher die Gipfel Budyowska mała 1678 Meter, Bardeu (auf der Karte als Pietrosu bezeichnet) 1854 Meter, Baitia 1675 Meter umfasst und bis in die Nähe von Felső-Visső reicht.

Gelangt man schliesslich auf das Südende des Grenzgebirges, so kann man von der Ihniatiasa über den etwas weniger als 1554 Meter hohen Sattel des Stenisioru die breite Masse der Crecela 1855 Meter erreichen.[1]) Letztere gehört bereits dem langen Gebirgszuge an, der in einer fast rein westlicher, somit schon dem geographischen Streichen der Rodnaer Alpen sich anpassenden Richtung, das linke Riu Vaser-Ufer begleitet, gegen W. an Höhe immer mehr abnimmt und von der gewaltigen Trojaga-Eruptivmasse 1939 Meter — deren hohe, ausserordentlich steile Kämme an Dächer gothischer Kirchen lebhaft erinnern — weit überhöht wird.

Wie ein Blick auf die Karte lehrt, ist die Ihniatiasa-Palenica und Crecela-Masse als ein Gebirgsknoten zu bezeichnen, der durch das Zusammentreffen von mehreren Gebirgszügen gebildet wird und von welchem die Gewässer beinahe nach allen Weltgegenden ihren Lauf nehmen.

Von der Ihniatiasa wendet sich die Hauptwasserscheide nach S. — während die Landesgrenze nach O. ins Thal herabsteigt und das Triplex confinium von Ungarn, Galizien und Bukowina tief unten im Thale liegt — und verquert zuerst den bereits erwähnten Crecela-Zug, dann weiter südlich den Zug des Ciarcanu 1849 Meter und erreicht schliesslich die von W. nach O. streichenden Rodnaer Alpen, auf welche sie übergeht. Da die tiefste Stelle dieser nach S. verlaufenden Wasserscheide, nämlich am Prislopului, über welchen die Strasse von Ungarn in die Bukowina führt, noch 1418 Meter beträgt, so erscheint dadurch die Verbindung des Grenzgebirges mit den Rodnaer Alpen hergestellt.

Es besteht somit im Allgemeinen das Gebiet aus einem langen, im Ganzen nach SO. streichendem Grenzgebirge und dessen südlichen, nach S. gerichteten Verlängerung, an welches, orographisch genommen, von Ungarn her hohe Gebirgszüge radienförmig anstossen, indem das orographische südwestliche Streichen der nördlichen Züge in den südlichen allmälig in ein westliches Streichen übergeht, wie dies auch sehr anschaulich durch den Lauf der grösseren Flüsse: Weisse Theiss, Rika (Ruszkowa Rika), Riu Vaser und Vissó angedeutet wird.

Die tiefsten Stellen (Ortschaften) im Gebiete sind: Borsa 665 Meter, Felsö Vissó 481 Meter, Ruszpolyana 540 Meter, Rona Polyana am

[1]) Der Name Crecela scheint hier ganz unbekannt zu sein; wenigstens hörte ich von ruthenischen und rumänischen Hirten, aber auch von Waldhütern nur die Namen Sniapinu und Balaseniasa nennen, wovon der erstere auf den nördl., der letztere auf den südöstl. Theil der Crecela sich beziehen dürfte.

Zusammenflusse des Vissó mit der vereinigten Theiss 343 Meter, Bocskó Rahó 443 Meter, Bogdan an der Weissen Theiss 548 Meter und Körösmező an der Schwarzen Theiss 640 Meter. Aus der Vergleichung der Höhen von Borsa, Ruszpolyana und des am meisten nach NO. in das Gebirge vorgeschobenen Dorfes Bogdan folgt, dass bei Berücksichtigung gleicher Abstände von den Quellen die Thalsohle des Vissó-Flusses höher liegt, wie jene des Rika-Flusses und diese etwas höher als die Thalsohle der Weissen Theiss. Das auf der galizischen Seite befindliche Dorf Żabie am Czeremosz liegt, falls man dieselbe Entfernung vom Grenzkamme der Czarna Hora annimmt, wie für das Dorf Bogdan, in einer Höhe von 635 Meter, somit in derselben Höhe wie das im Gebirgstreichen gelegene Körösmező. Es würde somit das ganze Gebiet im Allgemeinen eine Grundplatte darstellen, die von S. nach N., d. i. von den Rodnaer Alpen bis zur Czarna Hora allmälig fällt und weiter nördlich sich dann wieder hebt. —

Dieses Gebiet hatte ich in den verflossenen Jahren zuerst in pflanzengeographischer Beziehung kennen gelernt. Zu meinem grossen Verdrusse sah ich mit der Zeit ein, dass mit Ausnahme weniger, eigentlich nur den Rand des Gebietes berührender Punkte ein viel grösserer Theil desselben gar nicht bekannt ist, wie man dies schon aus einem Vergleiche der neuesten Uebersichtskarte der österr.-ungar. Monarchie von F. v. Hauer, J. 1885 mit der, dieser Arbeit beigeschlossenen ersehen kann. Da nun die hier sehr wechselnde Bodenbeschaffenheit auf die Pflanzenwelt den wichtigsten Einfluss ausübt — sonst könnte man sich das Existiren von mehreren Pflanzenbezirken und die bedeutenden Unterschiede im Verlaufe der Pflanzenregionen innerhalb des Gebietes selbst durch den zweiten Factor, das Klima allein nicht erklären — so sah ich mich veranlasst, mir selbst in dieser Beziehung zu helfen, umsomehr, als keine Aussicht vorhanden war, dass diese Gegenden sich in nächster Zeit einer Aufnahme erfreuen werden. Im Sommer des Jahres 1883 suchte ich deshalb das Gebiet noch einmal auf, um dasselbe, so weit es geht, in geologischer Beziehung kennen zu lernen und so eine natürliche, zugleich auch den Bau der Gebirge aufklärende Grundlage für meine eigentliche botanische Arbeit zu gewinnen.

Ich schlug den Weg über die Bukowina ein und kam in der zweiten Hälfte Juli in das Gebiet, wo ich mich ununterbrochen bis Mitte October beschäftigte und was mir nur in Folge der ausnahmsweise guten Witterungsverhältnisse in diesem Jahre möglich war. Im folgenden Jahre unternahm ich dann Ende Juli noch eine zweite, sechswöchentliche Excursion nach diesen Gegenden.

Das stark bewaldete Gebiet — der grösste Waldcomplex in Oesterreich befindet sich eben hier, wo die Grenzen von Ungarn, Galizien und Bukowina zusammenkommen — bietet an auffallend wenigen Stellen halbwegs gute Profile und ist z. B. gerade der Hauptdurchschnitt im Thale der Schwarzen und der vereinigten Theiss am wenigsten massgebend, um zu einer richtigen Erkenntniss der einzelnen Formationen und der Art ihrer Betheiligung am Gebirgsbaue zu gelangen. Oberhalb der Waldgrenze nehmen den viel grösseren Theil der alpinen Region ausgedehnte Alpenwiesen ein, die meistens so gut wie gar keine Aufschlüsse bieten, was besonders in der nördlichen Kreidezone der Fall

ist. Das Wandern über diese begrasten Rücken, so insbesondere in den einsamen Stóg-Ihniatiasa-Gebirge gehört wohl zu den eigenthümlichsten und schönsten Gebirgstouren: man bewegt sich so frei und geniesst zugleich die schönste Aussicht auf die einzelnen Hochgebirgs-Gruppen und Ketten, die man fast in ihrer Gesammtgestalt übersieht. Die Hochgebirgstouren sind bei guter Witterungszeit an und für sich eigentlich mit keinen Gefahren verbunden, da man überall auch auf bequemeren Wegen fortkommen kann. Sehr beschwerlich zum Begehen sind dagegen die in den weitaus meisten Fällen ganz unwegsamen, verwachsenen oder durch Windbrüche u. s. w. verlegten Seitenthäler, von denen jedoch ein grosser Theil aufgesucht werden musste, um mitunter überhaupt zu sicheren Schlüssen gelangen zu können.

Ueberhaupt muss man hier, falls man mehr sehen will, stets darauf gefasst sein, im Freien übernachten zu müssen, da man oft keine Alpenhütte zur rechten Zeit erreicht. Das Klima ist hier im Allgemeinen sehr regnerisch. Abgesehen von langen Regentagen, haben mich in jedem der Sommermonate stets mehrere Male gewaltige, oft wirklich entsetzliche Gewitterstürme hoch oben im Gebirge erwischt. Falls man z. B. auf dem Wege von der Ihniatiasa ins Czeremosz-Thal nass wird, so kann man erst am zweiten oder dritten Tage trocken werden, da man früher unter kein Dach kommt. Eine wirkliche Gefahr bieten nicht die hier sehr zahlreich lebenden grossen Bären (auch Wölfe), sondern die auf sie stets im Geheimen und ohne alle Wahrzeichen aufgestellten riesigen Fangeisen.

Sowohl die ruthenische wie auch die rumänische Landbevölkerung zeichnet sich durch gute Gemüthseigenschaften und Gastfreundlichkeit aus. Im ungarischen Theile des Gebietes wohnen die Ruthenen an der Theiss, im Rika-Thale und in geringer Anzahl in dem spärlich bevölkerten unteren Riu Vaser-Thale bis Felső Vissó; die Rumänen dagegen im Vissó-Thale herab bis zur Petrova, so dass die Ruthenen des Rika- und Riu Vaser-Thales wie abgeschnitten erscheinen. Die ziemlich zahlreichen deutschen Colonien befinden sich hier ausschliesslich in dem von den Ruthenen bewohnten Gebiete. Im galizischen Theile ist die Landbevölkerung ruthenisch. Auf beiden Seiten wohnen Israeliten in grosser Anzahl, welche die Landbevölkerung, insbesondere von der sehr lucrativen alpinen Schaf- und Viehzuchtwirthschaft immer mehr verdrängen.

Da ich der Mühen gedachte, die mit den Excursionen in diesem Gebiete unzertrennlich verbunden sind und es mir andererseits gelungen ist auf mehreren Stellen glückliche Fossilienfunde zu machen, so habe ich mich entschlossen, das Resultat meiner geologischen Beobachtungen getrennt von der botanischen Arbeit früher zu veröffentlichen, um damit zugleich auch die Aufmerksamkeit von Fachgeologen auf dieses interessante Gebiet zu lenken.

Was die petrographische Bearbeitung des Materiales anbelangt, sehe ich mich für die vielen wichtigen Mittheilungen und die mikroskopische Bestimmung aller Präparate Herrn H. Baron von Foullon zu vielem Danke verpflichtet.

Während der Arbeit im Terrain bediente ich mich der Karten nach den neuesten Aufnahmen des k. k. geogr. Institutes in Wien, im Massstabe von 1 : 75000. Alle in dieser Arbeit citirten Ortsnamen

und Höhenpunkte sind diesen Karten entlehnt, obwohl erstere nicht immer glücklich gewählt erscheinen, was übrigens nicht verwundern darf, wenn man bedenkt, dass nebst den zwei Volkssprachen auch die magyarische und deutsche ihren Einfluss ausübten. Der weit nach N. ins Gebirge reichende Einfluss der rumänischen Sprache rührt daher, dass die Rumänen mit ihren Herden eben weit nach N. vordringen und in Gegenden, wo in den Thälern nur Ruthenen wohnen, viele, insbesondere ärarische Alpenwiesen jahraus jahrein in Pacht nehmen. Aehnlich wie manche ruthenischen Ortsbenennungen auf einen rumänischen Ursprung hinweisen, stammen umgekehrt auch so manche rumänischen Ortsnamen aus einer slavischen Quelle, so z. B. Prislopului vom slavischen Prislop und umgekehrt Munczel vom rumänischen Munte u. s. w. Auf der Karte sind häufig ruthenische Ortsnamen rumänischen Ursprunges ganz romanisirt worden.

Die Original-Aufnahmskarte im Massstabe 1:75000 befindet sich im Archiv der k. k. geolog. Reichsanstalt. Die dieser Arbeit beigeschlossene Karte im Massstabe von 1 : 100000, ist eine verkleinerte Copie der ersteren.

Die auf dieses Gebiet sich beziehenden, mitunter nur einzelne Bemerkungen oder Vermuthungen enthaltenden Arbeiten sind — abgesehen von einigen älteren Arbeiten wie jene von Beudant, Boué, Lill v. Lilienbach u. s. w. und die bereits in dem weiter unten citirten Berichte ex 1859 von v. Hauer angeführt und berücksichtigt wurden — folgende:

Cotta B. v.: Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. VI. Bd., 1885. Enthält auf pag. 125—128 einige Bemerkungen über die Umgebung von Borsabánya und das Trojagaer Eruptivgebirge.

Strippelmann L.: Bemerkungen über das Vorkommen von erzführenden Gängen in dem Trojagaer Gebirge bei Borsabánya. Oesterr. Zeitschrift für den Berg- und Hüttenmann, 1885, III. Bd., pag. 157—159.

Lorinzer G.: Die Marmaroscher Diamanten. Sechstes Programm des k. k. kath. Gymnasiums zu Pressburg, 1856.

Alt A. v.: Ein Ausflug in die Marmaroscher Karpathen. Mittheilungen der k. k. geogr. Gesellschaft, II. Jahrg., 1858, pag. 6—12.

Hauer F. v und Richthofen F. v.: Bericht über die geol. Uebersichtsaufnahme im nordöstl. Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, X. Bd., 1859.

Hauer F. v. und Stache G.: Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.

Gesell A.: Adatok a máramarosi m. k. bányaigazga tósághoz Magyar tudomanyos akademiai Közl. IX. Bd., 1876.

— Beitrag zur Kenntniss der Maramaroser Petrolfundstätte. Jahrbuch des ung. Karpathen-Vereines, VII. Jahrgang, 1880, pag. 518—521.

— Geologie der Máramaros. Jahrbuch des ung. Karpathen-Vereines, VIII. Jahrg. 1881.

Paul C. M. Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 26. Bd., 1876.

Paul C. M. und Dr. E. Tietze: Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 27. Bd., 1877.

— Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 29. Bd., 1879.

Hauer F. v.: Die Geologie. Wien. 1878.

— Uebersichtskarte der österr.-ungar. Monarchie. Wien, 1885.

Herbich Dr. F.: Das Széklerland. Mittheilungen des Jahrb. der k. ung. geol. Anstalt. Budapest, 1878.

Siegmeth K. Reiseskizzen aus der Máramaros. Jahrbuch des ung. Karpathen-Vereines, VIII., IX., XI. und XII. Jahrgang (1881—1885).

Zuber R. Studya geologiczne we wschodnich Karpatach, III. Theil, Kosmos, Lemberg, 1884. —

Wien, 1885.

Geologische Beschreibung.

Das Gebiet gehört ganz dem karpathischen Systeme an. Es liessen sich in demselben folgende Formationen mit grösserer oder geringerer Sicherheit unterscheiden, und zwar mit der ältesten beginnend, die: *a)* Primärformation, *b)* Dyas-, *c)* Trias-, *d)* Jura-, *e)* Kreide-, *f)* Eocen-, *g)* Oligocenformation und schliesslich *h)* Diluvium und Alluvium.

Von diesen Formationen wird in der Folge eine jede für sich getrennt behandelt werden, da dieser Vorgang durch die Natur der Dinge selbst geboten ist. Im Bereiche der Formationen habe ich die auf den verschiedenen Touren beobachteten Thatsachen so einander gereiht, dass namentlich dem geographischen Verbande Rechnung getragen erscheint.

Die geographischen Abtheilungen tragen, zur Erleichterung der Orientirung, Ueberschriften, die in einem Verzeichniss am Schlusse der Abhandlung zusammengestellt sind, wodurch die Auffindung der Beschreibung der verschiedenen Profile, Schichtcomplexe u. s. w. leichter ermöglicht wird.

A. Primärformation.

Dieselbe erscheint durch die jüngeren Sandsteinablagerungen des Bistritz- und Borsia-Vissó-Thales in zwei grosse Zonen getrennt und zwar eine südliche, die dem krystallinischem Stocke der Rodnaer Alpen angehört, und eine nördliche, welche als die directe Fortsetzung des krystallinischen Massivs der Bukowina betrachtet werden kann.

I. Südliche Zone.

Ihr Nordrand stellt, conform dem geogr. Streichen der Rodnaer Alpen, eine genau von W. nach Osten verlaufende Linie dar, obwohl das Verflächen der Schichten, wenigstens in dem hier zur Betrachtung gelangendem Theile der Rodnaer Alpen, stets ein südwestliches, resp. nordöstliches, somit normales ist, und das mächtige Gebirge im Allgemeinen aus mehreren grossen Wellen besteht, deren Streichungsrichtung von NW. nach SO. verläuft.

a) Westlicher Theil der Rodnaer Alpen.

Vrf Pietrosu.

Ich beginne mit dem Durschschnitte im Thaleinrisse des Pietrosu-Baches auf der Nordseite des gewaltigen Pietrosu (vergl. Taf. VII, Fig. 1), welchem sich im N. eine relativ niedrige Tertiärlandschaft anschliesst und der mit seinem Gipfel die Sohle des Borsia-Thales im Dorfe Borsa um 1640 Meter absoluter Höhe überragt.

Im genannten Thaleinrisse herrschen bis nahe der Waldgrenze sehr quarzreiche Schiefergesteine, die in grosse Blöcke zerfallen. Durch allmälige Aufnahme von meist winzigen Muscovitschüppchen bekommen ihre Schichtflächen ein riefiges Aussehen und es können diese Gesteine im Allgemeinen als glimmerarme, häufig riefige, Quarzschiefer (1) von

mehr oder weniger phyllitischem Aussehen bezeichnet werden.[1]) Sie sind meist schwach grünlich gefärbt, scheiden nicht selten viel reinen Quarz aus und es zeigen ihre Quarzlamellen auf Querschnitten ziemlich häufig feine Fältelungen, was, bei der sonstigen Aehnlichkeit in der petrographischen Beschaffenheit, umso mehr an die unteren (älteren) Quarzite und Quarzitschiefer der Bukowina (Paul l. c.) erinnert, als auch erstere hier im Liegenden eines mächtigen, etwa 700—900 Meter betragenden Schichtcomplexes, der den oberen Theil des Pietrosu zusammensetzt, auftreten.

Die erwähnten Schiefer sind an einigen Stellen im Thaleinrisse aufgeschlossen und zeigen ein anfangs flaches Einfallen nach SW. Diese Einfallsrichtung kommt dann auch dem ganzen sie belastendem Schichtcomplexe bis zur Spitze des Pietrosu zu, wie man darauf schon aus der Verlaufsrichtung der höher folgenden (oberen) Kalkzone im Vorhinein schliessen kann.

Kurz vor Erreichung der Waldgrenze schaltet sich den Quarzschiefern eine nur wenige Meter mächtige Bank eines feinkrystallinischen zuckerkörnigen Dolomites ein, die vorläufig als die „untere Kalkzone" bezeichnet werden soll. Wie gleich hier zu erwähnen ist, scheinen in den krystallinischen Kalkzonen Dolomite überhaupt nur untergeordneter und mehr nur in einzelnen Lagen aufzutreten. Wir werden denselben auch in der „oberen Kalkzone" begegnen.

Die erwähnte Kalkzone keilt nach W. bald ganz aus, da bereits in dem westlich von hier gelegenen Zweigthale des Pietrosu-Baches, in dieser Streichungsrichtung nirgends mehr Kalke beobachtet wurden — schwillt dagegen gegen O. an, um zuletzt auch nach jener Seite hin ziemlich rasch zu verschwinden. Wie ich das später an einem anderen Beispiele, nämlich an dem mächtigen Kalkfelsen der Piatra Rei, den ich etwas genauer begehen konnte, darlegen werde, bilden die unteren krystallinischen Kalke stockförmige Einlagerungen, indem sie im horizontalen Sinne eine nicht viel grössere Verbreitung erreichen, als in verticaler, durch die Mitte des Stockes gehenden Richtung.

Im weiteren Verfolg des Pietrosu-Baches thalaufwärts, erreicht man hierauf oberhalb der Waldgrenze den Boden eines Thalkessels (untere Thalkesselbildungen) und gegen S. fortschreitend die nun steil ansteigenden felsigen Gehänge, über welche der Pietrosu-Bach herabstürzt. Zu unterst sieht man noch den früheren sehr ähnliche Quarzschiefer, die jedoch nach oben in immer dünner geschieferte übergehen. Die Schiefer zeigen dann meist noch eine starke Cohärenz der nicht sehr deutlich entwickelten Blätter, sind häufig riefig; es treten Muscovitblättchen auch zu grösseren Partien zusammen, ohne jedoch zusammenhängende Häute zu bilden und es enthalten namentlich einzelne Blätter in ziemlicher Menge kleine Granaten.

Diesen Schiefern, die im Allgemeinen als quarzreiche, nicht selten Granaten führende, grünliche, mehr oder weniger riefige Phyllite (2), die in manchen Beziehungen an die muscovitreicheren Varietäten der unteren Abtheilung erinnern, zu bezeichnen, und bereits als der mittleren Abtheilung des krystallinischen Schiefercomplexes angehörig zu be-

[1]) Wichtigere Typen und Varietäten der krystallinischen Schiefergesteine werde ich, der leichteren Uebersicht halber, mit fortlaufenden Nummern bezeichnen.

trachten sind, schaltet sich höher eine etwa 6 Meter mächtige Bank eines schön weissen, grobkrystallinischen, marmorartigen Kalkes ein, der mit den Schiefern regelmässig unter 55° Neigung nach SW. verflächt.

Ueber dieser Kalkbank, die nur ganz local entwickelt zu sein scheint und petrographisch sich der nächstfolgenden anschliesst, treten vorwiegend noch dünnblättrigere, sonst den vorigen, was mineralogische Zusammensetzung betrifft, ganz ähnliche Schiefer auf, durch welche höher eine schmale Zone von grobklotzig zerfallenden, jenen der unteren Abtheilung sehr ähnlichen Quarzschiefern und höher, etwa 60 Meter oberhalb der zuletzt erwähnten Kalkbank, eine beiläufig 30 Meter an Mächtigkeit betragende Kalkzone durchgeht, die als die „obere Kalkzone" zu betrachten ist. Die Kalke dieser Zone sind dickgebankt, grobkrystallinisch, schön weiss gefärbt und marmorartig; sie wechseln in liegenderen Partien mit mehrere Zoll dicken Lagen von graubläulichen Kalkschiefern ab. Die Schichten fallen hier ebenfalls regelmässig nach SW. und noch steiler, wie in dem vorher angegebenen Falle, ein.

Die obere Kalkzone zieht von hier nach SO. und ist auf den südöstlichen Gehängen des Pietrosu und Rebri auf mehreren Stellen aufgeschlossen. Sie verliert nach dieser Richtung hin immer mehr an Mächtigkeit. Im nordwestlichen Streichen dagegen schwillt dieselbe immer mehr an.

So setzen krystallinische Kalke in dem gleich nordwestlich von hier gelegenen, mittleren, d. i. direct unter der Spitze des Pietrosu sich ausbreitenden oberen Thalkessel, am Eingange in denselben zu beiden Seiten, dann weiter im Hotarului-Thale (hier nur durch eine schmale Liegendzone krystallinischer Schiefer von den tertiären Bildungen des Borsa-Beckens geschieden) hohe Felsen zusammen. Noch weiter gegen NW. erreicht schliesslich die Kalkzone die Sohle des Dragusiu-Thales, wo sie mächtige Felspartien bildet.

Einzelne Handstücke von den angeführten Stellen erwiesen sich auch als feinkörnige Dolomite; im Dragusiu-Thale beobachtete ich auch breccienartige Kalkvarietäten.

Im Hangenden der oberen Kalkzone herrschen dann lange Zeit hinauf grünliche, granatführende, den Schiefern der mittleren Abtheilung sonst sehr ähnliche Quarzglimmerschiefer (3), deren Glimmer nach einem Dünnschliff grün gefärbt ist. Sie setzen mit den später näher zu beschreibenden hangenden Albitgneissen den ausserordentlich felsigen und auf der Nordseite wild zerrissenen, mehrere grosse Thalkessel (obere Thalkesselbildungen) einschliessenden Pietrosu-Kamm zusammen, der einer breiten, bewaldeten Basis aufsitzt.

In diesem oberen Schichtcomplexe des Pietrosu tritt noch untergeordnet mit den genannten Quarzglimmerschiefer, und zwar an deren Basis, ein eigenthümliches, dunkel grünliches Gestein auf, welches ich in den früher erwähnten oberen Thalkesseln und im Dragusiu-Thale, fast unmittelbar über der oberen Kalkzone beobachtete und das besonders im mittleren Pietrosu-Thalkessel eine grössere Verbreitung erreicht. Im Dünnschliffe zeigt es folgende Zusammensetzung:

Quarz, zwilligsgestreifter Feldspath, ein brauner Biotit und in sehr grosser Menge — wenigstens in Schliffen — als Hauptbestandtheil erscheinend, Epidot in kleinen Säulchen, die durch die charak-

teristische basische Spaltbarkeit ausgezeichnet sind; nur die allerkleinsten sind fast farblos, die anderen gelb gefärbt. In ziemlicher Menge tritt ein grünes glimmerartiges Mineral auf, das ein Chlorit sein dürfte; hiezu kommen accessorisches Erz und rhomboedrisches Carbonat. In einzelnen Gesteinstheilen erscheint sowohl Titanit als auch Rutil nicht selten. Die Parallelstructur ist nur sehr wenig ausgesprochen.

Makroskopisch verglichen zeigt dieses Gestein eine grosse Neigung zur Varietätenbildung, sie sind theils fein-, theils grobkörnig, die Parallelstructur ist deutlicher, theils aber verschwindet sie ganz. Jedenfalls ist damit auch ein starkes Schwanken in der mineralogischen Zusammensetzung verbunden; namentlich fällt der hohe Pyritgehalt einzelner Varietäten auf. Der Epidot erscheint auch in grösseren, mit freiem Auge gut bemerkbaren Individuen. Seiner Zusammensetzung nach ist es als ein körniges, Pyrit und rhomboedrische Carbonate enthaltendes Epidotgestein zu bezeichnen (4).

Die erwähnten Epidotgesteine traf ich nirgends im Schichtverbande an; ich sah sie nur in grossen, meist abgerundeten Blöcken herumliegen. Sie treten aber jedenfalls an der Basis der Quarzglimmerschiefer (im Hangenden der Kalkzone) auf und scheinen in ersteren Einlagerungen zu bilden, aber auch in dieselben überzugehen, nach den petrographischen Vorkommnissen zu schliessen, die ich in dem erwähnten mittleren Thalkessel beobachtete und die nach einem Dünnschliff aus Quarz, vorwiegend grünem Biotit, wenig Epidot bestehen und reich an Kies sind.

Setzt man den früheren Weg längs dem Pietrosu-Bache weiter hinauf, so erreicht man bald oberhalb der Kalkzone den Boden eines der oberen Thalkessel, der ähnlich wie die übrigen und insbesondere der mittlere, von hohen Felswänden umgeben ist und etwa mit einem riesigen Amphitheatrum zu vergleichen wäre. In der südlichen Ecke des Kessels befindet sich ein kleiner See, der das Wasserreservoir des Pietrosu-Baches bildet.

Den Ausgang des Thalkessels versperren zum Theil zwei schräg durch denselben von NW. nach SO. verlaufende Eindämmungen, die man beim ersten Anblick für Moränen halten könnte. Es sind dies jedoch zum grossen Theile mit grobem Gerölle verdeckte Schichtköpfe der Schieferbänke, die durch den Thalboden streichen und nach SW. einfallen.

Die in diesem Thalkessel herrschenden Gesteine sind die schon erwähnten grünlichen, granatführenden Quarzglimmerschiefer (3). Glimmer tritt in ihnen im Allgemeinen reichlich auf, doch sind sie stets noch als sehr quarzreich zu bezeichnen. Der Glimmer erscheint immer in feineren Schüppchen, welche die häufig zu beobachtende riefige Beschaffenheit der Schiefer verursachen. Derselbe bildet jedoch, ähnlich wie bei den unteren Schiefern, selbst in Fällen einer reichlicheren Anhäufung, niemals zusammenhängende Häute. Granaten sind verhältnissmässig am häufigsten eben in den Schiefern dieser Zone, in denen man auch nicht selten Ausscheidungen von reinem Quarz beobachtet.

Die Quarzglimmerschiefer erscheinen am Eingange in den Thalkessel, auf den Abhängen des Hauptkammes, der zur Piatra alba führt, meist stark gefaltet und geknickt. Aehnliche Erscheinungen sah ich

auch auf vielen Stellen in der nördlichen krystallinischen Zone, und zwar in diesem Masse besonders auf hohen Rücken, so dass man mit einiger Berechtigung annehmen könnte, dass bei der Gebirgshebung die hangenderen Schichten in Folge geringerer Belastung mehr dem Drucke nachgegeben haben, was sich nun in diesen mitunter starken Faltungen und Knickungsn kundgibt. Letztere sind jedoch mit den feinen Fältelungen der unteren Quarzschiefer nicht zu verwechseln.

Beim Hinaufgehen in dem erwähnten Thalkessel stellen sich gegen die Spitze des Pietrosu zu, dem äusseren Aussehen nach weniger quarzreiche Schiefer ein, die im Dünnschliff von einem Handstück von der Spitze sich als Albitgneiss (5) von folgender Zusammensetzung erweisen:

Vorwiegend Quarz, wenig Feldspath, eine überraschend grosse Menge grünen Biotits, den man nach dem äusserlichen Ansehen im Gestein nicht vermuthen würde, Epidot in langen Säulchen und accessorisch Turmalin, nebst wenig Erz. Das Gestein ist vollkommen frisch.

In Präparaten gleicht dasselbe ausserordentlich den Albitgneissen des Wechselgebirges, wie sie von Böhm in Tschermak's Miner. Mit. 5. B., 1883, pag. 197 und folgende, und von v. Foullon aus dem Palten- und oberen Ennsthale im Jahrb. der geol. Reichsanstalt 1883, pag. 207 u. f. beschrieben worden sind. Dieser Aehnlichkeit wegen wurde hier die Bezeichnung „Albitgneiss" eingeführt, ohne dass eine Bestimmung des Feldspathes vorgenommen worden wäre; es ist jedoch höchst wahrscheinlich der Plagioklas auch hier Albit.

Gegen die Spitze nehmen allem Anscheine nach die Schichten wieder ein flacheres Einfallen nach SW. an, während sie im mittleren Theile des Pietrosu die stärkste Neigung zeigten.

Beim Hinabsteigen von der Spitze in den benachbarten mittleren Thalkessel beobachtet man, jetzt nur in umgekehrter Ordnung, dieselbe Reihenfolge von Gesteinen, wie vorher, und zwar zuerst Albitgneisse, dann Quarzglimmerschiefer, an deren Basis gegen die Kalkzone zu, kurz vor Erreichung des obersten Theiles des Thalbodens, sich auch Epidotgesteine in grösserer Menge bemerkbar machen.

Mit Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse und gewisser petrographischer Unterschiede in der Ausbildung, kann man nach dem Dargestellten den gesammten Schichtencomplex des Pietrosu annähernd in drei Abtheilungen trennen: eine untere Zone von Quarzschiefern, eine mittlere aus Quarzglimmerschiefern mit Kalkeinlagerungen im Liegend und Hangend und eine obere Zone, die aus Quarzglimmerschiefern, mit Epidotgesteinen an der Basis, und Albitgneissen besteht. Auf der Uebersichtskarte ist dieser Unterscheidung von drei Zonen Rechnung getragen worden.

Vrf Rebri, Kalkzone von Repede, Vrf Negriasa.

Auf dem südlich vom Pietrosu gelegenen Vrf Rebri fallen dagegen die Schichten entgegengesetzt, nämlich nach N. mit einer Ablenkung nach O. ein. Es folgt dies schon aus dem Umstande, dass die am Ostgehänge des Rebri zum Vorschein kommende Kalkzone gegen S. sich allmälig hebt, um bei der mit 2122 Meter berechneten Höhe, und zwar hier schon ganz schmal entwickelt, den Grenzkamm zu erreichen.

Von der letzterwähnten Höhe nimmt dann gleich weiter gegen SO. die Kalkzone eine ganz schwebende Lage an und beherrscht mit Ausnahme des Vrf Negriasa, wo sie wieder von Gesteinen der oberen Abtheilung überlagert wird, bis in die Nähe des Pusdreloru den langen halbkreisförmig verlaufenden Grenzkamm. Da die Kalkzone gleichzeitig auf dieser ganzen Strecke auch in einer höchst eigenthümlichen und charakteristischen Art verändert erscheint, so wurde dieselbe auf der Karte mit anders combinirten Farbenzeichen eingetragen, um damit ihre abweichende Faciesentwicklung von der vorher am Pietrosu beobachteten zu markiren. Es wird sich übrigens die Zweckmässigkeit dieses Vorganges erst in der Folge näher herausstellen.

Ein Durchschnitt in dieser Kalkzone, die ich der leichteren Uebersicht halber, als die Repede-Kalkzone, nach dem Vrf Repede (2077 Meter) benennen will, zeigt folgenden Schichtwechsel, wie man ihn z. B. auf der Nordseite des erwähnten Vrf Repede beobachtet.

Zu unterst sieht man lichte Kalkglimmerschiefer, denen sich Zwischenlagen von dunklen, graphitisch abfärbenden Schiefer einschalten. Hierauf folgt, die Hauptzone der eigentlichen Kalkbildungen zusammensetzend, eine im Mittel mehrere Zehntel-Meter betragende Kalkbank, die vorwiegend aus graubläulichen Kalkschiefern besteht, wie letztere in ähnlicher Ausbildung auch in der oberen Kalkzone am Nordgehänge des Pietrosu, dort jedoch in viel geringerer Mächtigkeit, beobachtet wurden. Einzelne Lagen dieser Hauptkalkbank bestehen dagegen aus dickbankigeren, schön weiss gefärbten krystallinischen Kalken, wie solche eben die Hauptmasse der oberen Pietrosu-Kalkzone zusammensetzen, hier jedoch im Allgemeinen nur untergeordnet auftreten. Durch Aufnahme von Glimmer gehen die graubläulichen Kalkschiefer dieser Hauptkalkbank in lichte Kalkglimmerschiefer, wie wir solchen zu unterst begegneten, über. Letzteren schalten sich dann auch hier meistens dünne Lagen von dunklen Schieferbildungen ein.

Die letztgenannten dunklen Bildungen, die in ihrer Entwickelung eine ziemlich grosse Mannigfaltigkeit zeigen, bestehen zum Theil aus, durch Aufnahme von kohligen Substanzen, nahezu schwarz gefärbten, abfärbenden, hie und da weissen Calcit ausscheidenden Kalken, die durch Hinzutreten von Glimmer, Quarz und Silicaten das Aussehen typischer dunkler Kalkglimmerschiefer der Alpen erhalten. Indess zeigen diese typischen Schiefer hier überall nur eine geringe Verbreitung und werden dieselben meistens von schwarz abfärbenden, glimmerhältigen bis fast glimmerlosen Schiefern vertreten, in welchen sich, nach chemischen Untersuchungen zu schliessen, häufig schon kein Kalkgehalt nachweisen lässt und welche allmälig in bis sandsteinartige Gebilde übergehen. Der Kürze halber sollen jedoch alle diese Bildungen insgesammt, als dunkle bis schwärzliche Kalkglimmerschiefer bezeichnet werden.

Zum Theil aber bestehen die in Rede stehenden Zwischenlagen aus an Kieselschiefer erinnernden hartem, dunklen Quarzschiefer, in denen sich häufig weisser Quarz ausscheidet und deren Schichtflächen nebst Glimmer auch einen kohligen abfärbenden Staub führen, was überhaupt auf ihre innige Verknüpfung mit den schwärzlichen Kalkglimmerschiefern hinweist. Es fällt auch meistens schwer, eine Grenze zwischen den letzteren und den Quarzschiefern zu ziehen.

Ueber der Hauptkalkbank am Vrf Repede folgen dann höher Bänke von den soeben erwähnten dunklen Quarzschiefern mit abfärbenden glimmerigen Trennungsflächen, welche mit schmalen Lagen von graphitischem Kalkglimmerschiefer abwechseln, hierauf, gegen die Spitze des Vrf Repede, wieder lichte Kalkglimmerschiefer. Ueber letzteren folgen, nach anderen Orten gemachten Erfahrungen — (den Vrf Repede beging ich übrigens in einer sehr nebeligen und kalten Zeit) — noch einmal dunkle, grobklotzig zerfallende Quarzschiefer.

Die Hauptkalkbank der Repede-Kalkzone weist bei einer genaueren Begehung des Grenzkammes einen auffallend regelmässigen Verlauf, weshalb auch diese Bank auf der Karte mit einem dickeren blauen Striche ausgeschieden wurde. Die Schichten dieser Bank zeigen überall, ähnlich wie auch der ganze Schichtcomplex der Repede-Kalkzone überhaupt, eine flache Lagerung bei fortwährend schwankender Einfallsrichtung. Es nehmen erstere, stellenweise auch eine ganz schwebende Lage an, doch beherrschen vorwiegend die dunklen widerstandsfähigeren Quarzschiefer den Grenzkamm.

Vom Vrf Repede gegen NW., d. i. dem Vrf Rebri zu, verschwinden in der Kalkzone allmälig die eigentlichen Kalkbildungen. Man sieht in derselben schliesslich nur dunkle Quarzschiefer, stellenweise in Vergesellschaftung mit dunklen Kalkglimmerschiefern, bis dann die Kalkzone in ihrer unmittelbaren Fortsetzung am Vrf Rebri plötzlich die früher beschriebene hochkrystallinische Facies annimmt.

Im O. von Vrf Repede folgen auf die Kalkschiefer der Hauptbank, an dem zur Negriasa führenden Kamme, lichte Kalkglimmerschiefer, hierauf dunkle Quarzschiefer, bis dann am Fusse des Negriasa-Gipfels wieder die Hauptzone der Kalkschiefer auftritt, welche sich von hier gegen NO. etwas senkt, woselbst an einigen Stellen auch massigere, schön krystallinische Kalke beobachtet wurden.

Ueber der Hauptkalkbank aber treten auf der Nordseite des Vrf Negriasa wie gewöhnlich wieder Kalkglimmerschiefer und dunkle Quarzschiefer auf. Im Hangend letzterer begegnete ich hierauf, beim Besteigen des sich gleich nordöstlich vom Vrf Negriasa erhebenden Gipfels, mittelkörnigen Gneissen (6), welche ihrer Lagerung nach (als das Hangende der Kalkzone nämlich), trotz ihrer ganz abweichenden petrographischen Ausbildung, mit den Schiefern und Albitgneissen der oberen Abtheilung von Pietrosu zu parallelisiren sind.

Im Liegenden dieser Gneisse folgen im NO., auf der mit 1940 Meter berechneten Kammhöhe, die früheren dunklen Quarzschiefer der Repede-Kalkzone.

Weiter gegen NO. konnte ich zu dem gewaltigen, einem Alpenhorne zu vergleichenden Gipfel des Pusdreloru 2191 Meter, in Folge sehr schlechter Witterungsverhältnisse leider nicht mehr vordringen. Ich hatte jedoch während einer kurz vorher unternommenen Excursion, von einer anderen Seite, nämlich von NO. kommend, den Pusdreloru bestiegen und hiebei genügende Anhaltspunkte gesammelt, um eben annehmen zu können, dass man es am Pusdreloru wieder mit dem Liegend der oberen Kalkzone, d. i. den Gesteinen der mittleren Abtheilung, zu thun hat.

So fallen vor Allem die Schichten am Pusdreloru ziemlich steil nach SW. (wie man dies, auf seinem Gipfel stehend deutlich sieht) und somit unter die früher erwähnte Kalkzone auf dem Kamme der Negriasa ein. Auch beobachtete ich am südöstlichen Fusse des Pusdreloru-Hornes, auf dem zum Gipfel 2169 Meter führenden Sattelkamme, Blöcke von dünn-weissgebänderten, quarzreichen Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat — somit Bildungen, wie man sie eben am ehesten in einer Kalkzone vermuthen würde, und welche wohl den Ueberresten einer Repede-Kalkzone hier, im Hangend des Pusdreloru-Schiefercomplexes entsprechen und auf das Durchgehen einer solchen Zone auf dieser Seite des Pusdreloru hindeuten.

b) Oestlicher Theil der Rodnaer Alpen.

Petrographische Uebersicht der Gesteine; Vrf Pusdreloru.

Bevor ich auf eine nähere Beschreibung der Lagerungsverhältnisse der Pusdreloru-Schichten zu sprechen kommen werde, sollen noch in Kürze die Gesteine der mittleren Abtheilung, wie sie an dem genannten Berge und überhaupt in dem ganzen übrigen und viel grösseren, östlichen Theile der geologisch untersuchten Rodnaer Alpen, nämlich östlich von der Pietrosu-Rebri-Masse, beobachtet wurden, in Kürze charakterisirt werden.

Die verbreitetste Gesteinsvarietät sind hier Quarzglimmerschiefer (7), in denen Granaten gar nicht vorzukommen scheinen und denen die riefige Beschaffenheit der Pietrosu-Schiefer abgeht. Es tritt nämlich der Glimmer in grösseren Schuppen auf und bildet häufig auf den Trennungsflächen zusammenhängende Häute, wodurch die Gesteine eine ausgesprochene Schieferstructur erhalten, stets jedoch noch als sehr quarzreich zu bezeichnen sind. Die Quarzblätter zeigen häufig stärkere oder feinere Faltungen. Aber auch Varietäten mit feineren Glimmerschuppen, die sich dann den Pietrosu-Schiefern nähern, wurden stellenweise beobachtet. Die Schiefer sind nicht selten etwas grünlich gefärbt.

Eine weitere Varietät bilden grüne dünnblättrige Schiefergesteine, deren Quarzblätter meist stark gefaltelt sind und auf welchen Glimmer feine zusammenhängende Ueberzüge bildet. Sie zeichnen sich auch durch ihre Feinkörnigkeit und Härte aus und finden in dem Schiefercomplexe des Pietrosu kein Analogon.

In Schliffen erweisen sich diese Schiefer als typische, epidotreiche, rhomboedrische Carbonate führende Albitgneisse (8), wie dies z. B. die mikroskopische Untersuchung eines Felsstückes von der Spitze des Pusdreloru lehrt. In anderen Fällen tritt jedoch Feldspath u. s. w. sehr oder auch gänzlich zurück. So erweisen sich dem äusseren Aussehen nach ganz ähnliche Gesteine, z. B. aus dem Eingange in den krystallinischen Theil des Repede-Thales (O. von Pietrosu), in Schliffen als aus Quarz, grünem Biotit, Pyrit (den man auch in einzelnen grösseren, mit freiem Auge gut bemerkbaren Krystallen antrifft) und braunen Pseudomorphosen nach einem rhomboedrischen Carbonat, zusammengesetzt. Es sind dies sozusagen Schiefer des obigen Albitgneisses und die etwa schon einen Uebergang zu den Quarzglimmerschiefern (7) darstellen, dem ersteren jedoch viel näher stehen und zusammen mit demselben als Pusdreloru-Albitgneisse (8) bezeichnet werden sollen.

Die Pusdreloru-Albitgneisse unterscheiden sich von jenen des Pietrosu (5) nicht nur dem äusseren Aussehen nach, sondern vor Allem auch dadurch, dass in dem letzteren rhomboedrische Carbonate fehlen.

Eine dritte, in gewissen Zonen sehr verbreitete Gesteinsvarietät, bilden ebenfalls grün gefärbte, jedoch minder quarzreiche und weichere Schiefer, welche (ähnlich wie auch z. B. die Pusdreloru-Albitgneisse) an solche Gesteine erinnern, die man gemeiniglich als Chloritschiefer bezeichnet, die jedoch nach Dünnschliffen (von Magura Barsabii) als typische Epidotschiefer (9) zu betrachten sind.

In denselben tritt Epidot, wie dies ähnlich auch bei den Albitgneissen der Fall ist, niemals in grösseren, mit freiem Auge bemerkbaren Individuen auf. Von den epidotreichen Gesteinen (4) des Pietrosu unterscheiden sich diese Schiefer zwar äusserlich durch ihre Feinkörnigkeit sehr deutlich, stehen aber trotzdem, was mineralogische Zusammensetzung anbelangt, ersteren nahe. Jene fanden wir in liegenderen Lagen des oberen Schiefercomplexes, während hier die Epidotschiefer in die mittlere Abtheilung gestellt werden. Wie wir jedoch gleich sehen werden, sind hier die Epidotschiefer stets an hangende Lagen des Schiefercomplexes gebunden und es treten somit die beiden epidotreichen Gesteinsvarietäten in nahe gelegenen, nur durch die obere Kalkzone getrennten Horizonten auf. Es kann übrigens die Kalkzone keinen so scharfen Abschnitt bezeichnen, dass nicht ähnliche Bildungen, sowohl in ihrem Liegend als auch Hangend vorkommen könnten, wie ja auch überhaupt die Trennung des Gesammtcomplexes von krystallinischen Gesteinen in die drei Unterabtheilungen auf einer immerhin mehr willkührlichen und nicht in der Natur scharf vorgezeichneten Abgrenzung beruht.

Die zuletzt erwähnten grünen Epidotschiefer sind es nun vor Allem, die den Südabhang des Pusdreloru-Hornes beherrschen. In ihrem Liegenden kommen, wenn man gegen NW. zur Spitze fortschreitet, Quarzglimmerschiefer, noch weiter im Liegend die grünen Pusdreloru-Albitgneisse zum Vorschein. Letztere setzen den höchst ansteigenden Theil des Hornes, sowie auch dessen steilfelsigen Nordabhang zusammen und fallen mit den vorigen nach SW. ein.

Auf dem nördlich vom Horne gelegenen Kamme treten im Liegenden der Albitgneisse Quarzglimmerschiefer auf, die hier das Liegendste darstellen und eine ziemlich mächtige Zone zusammensetzen. Weiter nördlich beobachtete ich wieder Albitgneisse, dann, beim Herabsteigen gegen das Vale Nieguiescu Quarzglimmerschiefer, später in der Nähe der Waldgrenze Epidotschiefer, worauf ich bald eine Kalkzone von ganz ähnlicher Entwicklung, wie jene am Vrf Repede, erreichte.

Wir haben somit auf der Nordseite des Pusdreloru dieselbe Gesteinsreihe, wie vorher beim Hinaufsteigen auf dessen Gipfel, nur in einer umgekehrten Ordnung verquert, weshalb hier ein entgegengesetztes Einfallen der Schichten, nämlich nach NO., anzunehmen ist. Es findet letztere Annahme insoferne auch eine directe Bestätigung, als ich genau im Streichen von hier, im Vale Repede, ebenfalls ein nordöstliches Einfallen der Schichten constatiren konnte.

Im Ganzen stellt somit die hohe Pusdreloru-Alpe eine steile, am Scheitel aufgebrochene Antiklinale vor.

Im Liegenden der letzterwähnten Kalkzone auf der Nordseite des Pusdreloru, treten nördlich von derselben vor Allem wieder Epidotschiefer auf, die besonders an der Fatia Misilor eine grosse Verbreitung finden. Die Schichten nehmen daselbst wieder das frühere südwestliche Einfallen an.

Prislopului-Stiolu, Kalkstock von Piatra Rei, Fatia Misilor und Muntilor, Piatra Nieguiescu.

Es soll jetzt in Kürze der Durchschnitt im östlichsten Theile des aufgenommenen Rodnaer Alpengebietes geschildert werden, wie sich derselbe am Wege vom Prislopului-Passe nach S. über Stiolu, der Wasserscheide bis zum Grenzkamme folgend, darstellt. Vorher sei noch gesagt, dass an der schon ausserhalb des Aufnahmsgebietes gelegenen Magura Barsabii (östlich von Prislopului), längs der Strasse, Quarzglimmerschiefer und typische Epidotschiefer beobachtet wurden, in deren Hangendem, auf der südöstlichen Seite der genannten Magura sich Einlagerungen krystallinischer Kalke bemerkbar machten. Das Einfallen der Schichten ist daselbst nach NO.

Auf dem genannten Wege von Prislopului zum Stiolu herrschen Quarzglimmerschiefer (7) stellenweise glimmerreich und mit ausgesprochener Schieferstructur. Von der Waldgrenze an hinauf machen sich am Stiolu auf vielen Stellen auch die grünen Epidotschiefer (9), in Blöcken herumliegend, bemerkbar. Die Schichten bieten hier nur hie und da kleine Aufschlüsse und zeigen ein, besonders anfangs, häufig wechselndes Einfallen nach SW. und NO.

Wie hier nebenbei erwähnt werden soll, dehnen sich am Stiolu und Poi Stiolului, oberhalb der Waldgrenze, schöne üppige Wiesen aus, die abgemäht werden, was in Anbetracht der hohen Lage immerhin eine Seltenheit ist und nebst der Bedingung eines flacheren Terrains, auch auf eine günstige Lage und einen fruchtbaren Boden hinweist. Die Fruchtbarkeit des Bodens wird hier wohl wesentlich durch die Nähe der höher. unter dem Vrf Gargaleu weit verbreiteten krystallinischen Kalkbildungen bedingt.

Weiter südlich fortschreitend, trifft man am Poi Stiolului, im Liegend der früher erwähnten Schiefer, krystallinische Kalke an, die an der Piatra Rei (schlechter Felsen) einen gewaltigen, mehrere hundert Meter mächtigen, jäh nach N. und W. abstürzenden Stock zusammensetzen. Im Liegend dieses Kalkstockes aber kommen, ähnlich wie am Pietrosu, krystallinische Schiefer der unteren Abtheilung zum Vorschein, wie dies auch auf der Karte ersichtlich gemacht wurde.

Der Piatra Rei-Kalkstock keilt gegen W. plötzlich aus, indem im östlichen Zweigthale des V. Cimpoiesa das rechte Thalgehänge mächtige Kalkfelsen, das linke dagegen Felsen von Quarzglimmerschiefer und Epidotschiefer einnehmen. Auf dem erwähnten linken Thalgehänge beobachtete ich jedoch an einer Stelle mächtige Schieferblöcke, die von schmalen, beiläufig 1 Zoll dicken Kalkbändern durchzogen waren, und was auf eine ganz schwache Fortsetzung des Piatra Rei-Kalkstockes auch auf diese Thalseite hinzudeuten scheint.

Der Hauptmasse nach sind die Piatra Rei-Kalke schön weiss gefärbt und fein krystallinisch, marmorartig entwickelt. In hangenderen

Lagen, wo ich auch dunkelstreifige Varietäten mit ausgezeichnet stengliger Structur beobachtete, wie solche in den sog. Radstädter Kalken vorkommen, sind die Kalke häufig auch etwas bläulich gefärbt. Noch mehr im Hangenden treten auch Kalkschiefer auf. Die Kalkbildungen wechseln dann höher mit Quarzglimmerschiefer ab, bis erstere verschwinden. Dann folgt eine wenig mächtige Zone von grünem Epidotschiefer, welche man z. B. auf dem direct von der Mitte der Piatra Rei-Kalkmasse nach S. zum Grenzkamme führenden Nebenrücken verquert.

Den letztgenannten Epidotschiefern, welche nach SW. verflächen, schalten sich in hangenderen Lagen lichte Kalkglimmerschiefer ein, worauf man bald eine mehrere Zehntelmeter betragende Zone von bläulichen Kalkschiefern (Hauptbank) erreicht. Ueber der letzteren Zone folgen, nur schmal entwickelt, dunkle, typische Kalkglimmerschiefer der Alpen, hierauf wieder lichte Kalkglimmerschiefer, welche auch den Grenzkamm einnehmen und ebenfalls ganz flach nach SW. einfallen und über diesen schliesslich, die Kuppe 1945 Meter einnehmend, dunkle Quarzschiefer mit weissen Quarzausscheidungen, die in mächtige Blöcke zerfallen und auf den Schichtflächen häufig einen kohligen Staub führen.

Denselben Schichtenwechsel beobachtet man auch beim Herabsteigen über den auf der entgegengesetzten Seite von der Kuppe 1945 Meter, nach N. sich abzweigenden Nebenrücken, bis schliesslich auch dort die liegenderen Epidotschiefer u. s. w. zum Vorschein kommen und zuletzt die Hauptmasse der Piatra Rei-Kalke erreicht ist.

Wir haben hier somit, oberhalb der Piatra Rei, eine ganz ähnlich entwickelte Kalkzone verquert, wie vorher am Vrf Repede und in derselben auch eine ähnliche Hauptbank von Kalkschiefern angetroffen, wie dort.

Zwischen dieser Kalkzone und dem Piatra Rei-Stocke, d. i. zwischen der „oberen“ und „unteren“ Kalkzone erscheinen hier jedoch die krystallinischen Schiefer ganz schmal entwickelt. Dieselben erreichen erst weiter im Streichen, so z. B. an der Fatia Misilor, wieder eine grosse Mächtigkeit. Dies darf indess nicht befremden, wenn man bedenkt, dass der gewaltige Kalkstock der Piatra Rei sich sozusagen auf Kosten der krystallinischen Schiefer der mittleren Abtheilung vergrösserte und ersterer hier somit die letzteren zum grossen Theile vertritt. Ja, man kann sich des Eindruckes nicht erwehren, als würde hier sozusagen die Tendenz eines Verschmelzens der unteren mit der oberen Kalkzone vorliegen, wie dies auch aus dem Auftreten von Kalkglimmerschiefern in der, zwischen den beiden Kalkzonen gelegenen Epidotschieferzone, zu folgern wäre.

Im weiteren Verlaufe gegen NW. wird dann die erwähnte obere Kalkzone immer mehr von dem hoch ansteigenden Grenzkamme zurückgedrängt und nimmt dieselbe bald, eine Art schmaler muldenförmiger Ausfüllung bildend, eine auffallend schwebende Lage ein. Ja, gleich westlich von der Kammlinie der Fatia Misilor, im Nieguiescu-Thale und weiter gegen NW. bis zum Repede-Thale, erscheinen die Kalkbildungen in nur meist getrennten schollenförmigen Partien.

So sieht man an der Westseite der Fatia Misilor, wo dieser Rücken zum Grenzkamme anstosst, in kleinen Bach- und Wasserrissen überall

die dunklen Schieferbildungen und nur zerstreut herumliegende Kalkblöcke. Weiter, am Ostgehänge der Fatia Muntilor, erhebt sich nahe der Waldgrenze ein vereinzelter, ziemlich mächtiger Felsen von krystallinischen, zum Theil massigen, schieferigen Kalken, und ähnlich so auch noch weiter gegen NW. an einigen Stellen.

Es wäre hier noch einiges über Vorkommnisse in den oberen Kalkzonen von der Repede-Facies nachzutragen.

In denselben beobachtete ich nicht selten auch Zwischenlagen von phyllitischen Schiefer und ausserdem lichte feinglimmerige gneissartige Gesteine, welch' letztere höchst wahrscheinlich mit dem lichten Kalkglimmerschiefer der Kalkzonen im nahen Zusammenhange stehen. Auf dem Rücken, der von der Piatra Rei zum Grenzkamme führt, bemerkte ich in der oberen Kalkzone, u. z. über der Hauptkalkbank, auch grüne Hornblendegesteine. In Dünnschliffen zeigen sie sich zusammengesetzt aus Quarz, grünem Biotit, blaugrüner Hornblende, viel Pyrit, Rutilnädelchen, als Seltenheit kommt Zoesit hinzu.

Die dunklen Quarzschiefer der Kalkzonen, welche, wie schon früher einmal erwähnt, einerseits in Kieselschiefer übergehen und andererseits durch Uebergänge mit den schwärzlichen Kalkglimmerschiefern in Verbindung stehen, nehmen auch nicht selten ein fein- bis grobkörniges und dann auffallend breccien- oder conglomeratartiges, verrucanoähnliches Aussehen an, wie man dies insbesondere in dem Theile der Kalkzone nordwestlich von Fatia Misilor, und besonders an der Piatra Nieguiescu beobachtet, wo die mehr weniger dunkelgefärbten Quarzite in vielen Blöcken herumliegen.

In dem letztgenannten Theile der Kalkzone machen sich auch insbesondere häufig die schon früher erwähnten dunklen sandsteinartigen, mitunter fast schon keinen Kalkgehalt mehr aufweisenden Kalkglimmerschiefer bemerkbar, die man beinahe direct als glimmerreiche Sandsteinschiefer bezeichnen könnte. Ausserdem treten feinblättrige, sehr an gewisse milde Sandsteine erinnernde Schiefer auf, die jedoch mit den vorhergehenden im Allgemeinen noch der Gruppe der dunklen Kalkglimmerschiefer zuzuzählen sind.

Das Vorkommen von ähnlichen Bildungen, wie die genannten Quarzite und sandsteinartigen Schiefer, lässt bei dem Umstande, als hier gleichzeitig die krystallinischen Kalke in getrennten, mitunter ganz schollenartigen Felspartien, oder auch nur in Form von Trümmerblöcken auftreten, unwillkührlich an die in einem späteren Abschnitte zu beschreibenden Verrucano- und Trias-Gesteine denken, was da jedoch ausgeschlossen ist. Man hat es hier nämlich überall mit einer und derselben Kalkzone zu thun, die am Pietrosu-Rebri eine hochkrystallinische, von Rebri gegen SO. aber plötzlich eine sehr abweichende, quarzitische Facies von zum Theil fast klastischer Ausbildung (wie z. B auf der Piatra Nieguiescu) aufweist.

Dass eben diese und so bedeutenden Faciesunterschiede in einer und derselben Kalkzone eintreten können, wird sich für die Folge als von grosser Wichtigkeit erweisen.

Das Repede-Bucuiescu-Thal.

Von der vorher erwähnten Piatra Nieguiescu streicht die Kalkzone weiter gegen NW. in das Thal des Repede-Baches hinüber, um dann höher, nach SO. umbiegend, abermals dieses Thal zu erreichen, und schliesslich nach dieser Richtung hin bald auszukeilen. Es wurden nämlich in dem schnurgrad vom Pusdreloru kommenden Nebenbache, der gleich oberhalb dieser Kalkzone in dem Repede-Bach einmündet, auch nicht einmal Spuren von hieher gehörigen Bildungen beobachtet.

Im Liegenden der Kalkzone im Repede-Thale treten die Gesteine der mittleren Abtheilung, wie wir sie vorher am Pusdreloru kennen lernten, auf. Die Schichten verflächen am Eingange in den krystallinischen Theil dieses Thales nach SW., während sie höher in zum Theil stark gestörter Stellung nach NO. einfallen.

Von dieser Kalkzone bachaufwärts sind dann die Verhältnisse, wie sie im Thale selbst zu beobachten sind, insbesondere in Folge mangelhafter Aufschlüsse, sehr schwer zu deuten. Ich traf höher auf der linken Thalseite des Isv. Bucuiescu (gleich oberhalb dessen Vereinigung mit Isv. Repede), in einer Waldschlucht fein krystallinische Kalke an, die fast bis zum Thalboden reichen, während gegenüber, auf der rechten Thalseite, keine Spur von Kalken zu sehen war. Thalaufwärts beherrschen hierauf das Bachbett durch einige Zeit glimmerarme Quarzschiefer, die in mächtigen Blöcken herumliegen und petrographisch jenen der unteren Abtheilung auf der Nordseite des Pietrosu (1) am ähnlichsten sind. Dann folgen höher im Thale wieder krystallinische Kalke, die gegen SO., ähnlich wie in dem vorerwähnten Falle, plötzlich auskeilen, nach der entgegengesetzten Richtung dagegen, an der Piatra alba, zu einen mächtigen Kalkstock anschwellen (pag. 368). Ueber diesen Kalken folgen thalaufwärts, im östlichen Arme des Isv. Bucuiescu, krystallinische Schiefer, die jenen von Pusdreloru (mittlere Abtheilung) entsprechen und über welch' letzteren sich schliesslich am Grenzkamme die Repede-Kalkzone lagert.

Nach dem Gesagten wäre demnach mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass man es in dem Repede-Bucuiescu-Profile mit einer grossen Antiklinale zu thun hat, in deren Kerne, gleich oberhalb der Vereinigung des Repede mit Bucuiescu, eine schmale Zone von unteren Quarzschiefer aufbricht. Ueber den Quarzschiefern folgen krystallinische Kalke der Piatra alba (unterer Kalkstock), über letzteren die Schiefer der mittleren Abtheilung und hierauf die obere Kalkzone. (Vergl. auch Taf. VII, Fig. 1.)

Die Schiefer der mittleren Abtheilung erreichen zwar im oberen Bucuiescu-Repede-Thale eine viel grössere Mächtigkeit, als tiefer unten an der Vereinigung dieser beiden Bäche, wo sie nämlich die Piatra alba-Kalkzone von der gleich tiefer im Repede-Thale folgenden oberen Kalkzone trennen. Es scheint jedoch in dem letzteren Falle die Piatra alba-Kalkzone mit ihrem nordöstlichen Theile (Antiklinalenflügel) in eine ähnlich nahe Beziehung zu der gleich tiefer im Thale folgenden oberen Kalkzone zu treten, wie wir es vorher an der Piatra Rei beobachteten (pag. 377).

Zum Schlusse der Betrachtungen über die Rodnaer Alpen wäre noch zu bemerken, dass die ziemlich bedeutenden Unterschiede in der petrographischen Ausbildung, wie solche die Schiefergesteine der mittleren und oberen Abtheilung in der Pietrosu Rebri-Masse und in dem östlich von dieser Gebirgsmasse gelegenen Theile der Rodnaer Alpen aufweisen, gleichzeitig mit der plötzlichen Faciesveränderung in der oberen Kalkzone, d. i. mit ihrem Uebergange aus der hochkrystallinischen Pietrosu- in die quarzitische Repede-Facies, einzutreten scheinen. Leider konnte ich den grossen Repede-Bucuiescu-Thalkessel nicht mehr so genau begehen, um diesen wie auch andere fragliche Punkte und insbesondere die, wie schon erwähnt, schwer zu deutenden Verhältnisse der krystallinischen Kalkzonen im Repede-Thale, des näheren erklären zu können. Es war mein Vorsatz aus dem Bucuiescu-Repede-Thale gegen die Piatra alba vorzudringen, wo ich früher schon vom weiten zahlreiche Kalkfelsen beobachtete. Ich beging dieses Thal am Schlusse meiner Excursionen in den Rodnaer Alpen, von dem Grenzkamme (nordwestlich von Obersia Rebri) herabsteigend. In Folge drei Tage vorher plötzlich eingetretener sehr regnerischer und kalter Zeit habe ich mich hoch oben im Gebirge, an der oberen Grenze der Krummholzregion verirrt. Mit meinem Begleiter, einem Huculen von der Czarna Hora, in dem riesigen Thalkessel der Bucuiesca (SW. von Vrf Rebri) herumgehend, traf ich vor Abend auf eine längst verlassene, aus Steinblöcken höchst primitiv erbaute Bude. In dem kellerfeuchten Raume, der sich erst am folgenden Tage erwärmte, zog ich mir ein böses Fieber zu, das auch meinen stämmigen Begleiter nicht verschonte. Todmüde schleppten wir uns später das Repede-Thal hinunter. Auf ein Besuchen der Piatra alba musste ich ganz verzichten. Zum zweiten Male aber konnte ich nicht mehr die Rodnaer Alpen, speciell die Piatra alba besuchen und letztere blieb mir somit ein dunkler Punkt in der Geschichte der Rodnaer Alpen. An ein Herumirren war ich übrigens schon gewohnt; auch verlor ich mehrere Male meinen Begleiter. Aus allen ähnlichen Vorfällen kam ich zwar bis dazumal stets mit heiler Haut davon, doch hatten darunter meist die geologischen Untersuchungen zu leiden, indem man zu einer bereits besuchten Stelle, die unter solchen Umständen nicht genauer beobachtet werden kann, nur selten wieder zurückkommt.

Ich wende mich jetzt der Betrachtung der zweiten krystallinischen Zone zu.

II. Nördliche Zone.

Dieselbe bildet einen langen, verhältnissmässig schmalen Zug, der im Allgemeinen von NW. nach SO. streicht und, wie schon früher erwähnt, als die directe Fortsetzung des krystallinischen Massivs der Bukowina betrachtet werden kann. Es zweigen sich von demselben, insbesondere im mittleren Theile, lappenförmige, längere und kürzere Aeste nach SW., resp. NO. ab, die senkrecht auf das Hauptstreichen verlaufen und in denen auch zum Theil ein anormales Einfallen der Schichten, nämlich nach NW. und SO. eintritt. Es fällt in dieser Beziehung insbesondere der grosse krystallinische Lappen im NW. von

Felső Vissó auf, welchen der Riu Vaser-Fluss [1]) in seinem unteren Laufe durchschneidet.

Abgesehen von der unregelmässigen Berandung und des damit im Zusammenhange stehenden buchtenförmigen Eingreifens jüngerer Formationen von S. und N. in das genannte krystallinische Grundgebirge, treten noch mitten in demselben mächtige Schollen der später zu erwähnenden Kreidetransgressionen auf, während bei Borsabánya in demselben die gewaltigen Eruptivmassen der Trojaga zum Durchbruche gelangen.

Dies Alles bei dem sehr fühlbaren Mangel an halbwegs guten Aufschlüssen und im Zusammenhange mit der grossen Anzahl von verschiedenen Gesteinstypen, denen wir hier begegnen und die nur zum geringen Theile mit jenen der Rodnaer Alpen verglichen werden können, machen eine Beschreibung dieser Zone zu einer nicht leichten Aufgabe.

Krystallinische Kalkbildungen, welche in den Rodnaer Alpen so sehr eine Orientirung erleichterten, erscheinen hier in vielfach unterbrochenen Zonen und sind, besonders anfangs, in Folge raschen Facieswechsels schwer zu deuten, umsomehr, als Anhaltspunkte fehlen, sie von den fossilleren Triaskalken, die den nordöstlichen Rand dieses Grundgebirges begleiten, mit vollkommener Sicherheit zu unterscheiden.

Ihrer petrographischen Ausbildung und ihren Lagerungsverhältnissen nach sind jedoch dieselben insgesammt mit der oberen Kalkzone der Rodnaer Alpen und zwar am häufigsten mit jener von der Repede-Facies (quarzitische Facies) zu parallelisiren. Die untere Kalkzone der Rodnaer Alpen (Piatra alba, P. Rei) fehlt hier dagegen gänzlich. So nehmen vor allem fast alle krystallinischen Kalkzonen dieses Gebietes eine hangende, oft ganz schwebende Lage — ähnlich wie in den Rodnaer Alpen die Repede-Kalkzone — ein. Nur am unteren Riu Vaser, beim Eingang in das krystallinische Gebiet desselben, wurden noch über der Kalkzone in geringer Mächtigkeit krystallinische Schiefergesteine beobachtet, die zum grossen Theil, wie wir es später sehen werden, direct mit den Negriasa-Gneissen (6) aus der oberen Abtheilung der Rodnaer Alpen zu vergleichen sind.

Mit Ausnahme der letztgenannten Gneisse ist daher die ganze übrige Masse krystallinischer Schiefer, welche dieses Gebiet zusammensetzen, als das Liegende von oberen Kalkzonen nämlich, mit den tieferen Abtheilungen der Rodnaer Alpen zu parallelisiren, wofür auch schon das Auftreten von gewissen, wenn auch minder verbreiteten, jedoch charakteristischen Gesteinstypen in den betreffenden Horizonten des einen und anderen Gebietes direct sprechen würde.

Wurden bereits in der Repede-Kalkzone Bildungen angetroffen, denen man eine krystallinische Ausbildung fast ganz absprechen musste, so werden wir in den Kalkzonen dieses Gebietes stellenweise echten Sedimenten begegnen, die über das paläozoische Alter derselben und überhaupt aller, in dieser Abhaltung als „obere“ krystallinische Kalkzonen bezeichneten Schichtcomplexe, kaum noch einen Zweifel aufkommen

[1]) Der Fluss wird kurzweg Riu oder Vaser genannt. Das Fehlen einer eigentlichen Benennung steht nicht allein da. So wird der bei Ruszpolyána fliessende und bei Ruszkowa in den Vissó mündende Fluss, einfach als Rika, d. h. Fluss benannt. Auch den Czeremosz nennen die Huculen meist nur Rika.

lassen können. Es folgt daraus freilich der gewagte Schluss, dass die über diesen Kalkzonen stellenweise folgende obere Abtheilung krystallinischer Schiefer und Gneisse, die z. B. am Pietrosu eine so grosse Mächtigkeit erreicht und daselbst auffallenderweise von der mittleren, ja selbst auch der unteren Abtheilung in petrographischer Beziehung verhältnissmässig so wenig abweicht, zum mindesten ebenfalls paläozoisch sei. Und dennoch scheint mir diese Ansicht, die später noch näher begründet werden soll, die allein richtige zu sein und welche die vielen, in der Folge zu begegnenden Zweifel auf eine einfache Art löst.

Petrographische Uebersicht der Gesteine.

Auf die speciellere Beschreibung der nördlichen Zone übergehend, soll vor Allem eine Uebersicht der wichtigeren Typen der krystallinischen Schiefergesteine gegeben und sollen hierauf, an Hand einiger Profile, ihre Lagerungsverhältnisse geschildert werden.

Abgesehen von dem später näher zu beschreibenden Vorkommen von Gesteinen der oberen Abtheilung am unteren Riu Vaser, lässt sich die ganze übrige krystallinische Masse des Gebietes mit Bezug auf petrographische Ausbildung ziemlich scharf in zwei grosse Gesteinsgruppen, und zwar in eine Gneiss- und Schieferformation trennen, in dem Sinne nämlich, dass in der ersteren Gneisse, in der zweiten Schiefer eine dominirende Rolle spielen.

a) Gneissformation.

Die Hauptelemente, aus denen die hierher gehörigen Gesteine bestehen, sind Quarz, Feldspath, Biotit, weniger verbreitet Muscovit, dann häufig Epidot, Hornblende, rhomboedrische Carbonate, accessorisch ziemlich häufig Granaten u. s. w. Dem äusseren, sowie auch mikroskopischen Befunde nach zerfallen die Gesteine der Gneissformation in zwei Serien, von denen die eine sich durch einen braunen Biotit und die Neigung zur Bildung von Augengneissen, die andere durch einen grünen Biotit und das Auftreten von feinkörnigen Gneissen, welche sich zunächst den Pusdreloru-Albitgneissen (8) anschliessen, auszeichnet. Beide Gesteinsserien stehen jedoch in der Natur durch Uebergänge in Verknüpfung miteinander, sowie auch im Bereiche einer jeden Serie selbst die weiter unten aufgezählten Gesteinstypen durch Auftreten zahlreicher Uebergangsformen eine fast continuirliche Reihe bilden.

α) Serie mit braunem Biotit.

Als Grundtypus ist ein dünnblättriger Gneiss zu betrachten, der ein gleichförmiges Gemenge von kleinen Quarzkörnern, Feldspath und Glimmerblättern bildet. Der Glimmer ist ein Biotit und im frischen Zustande tief tombackbraun. Diese Ausbildungsweise als Normaltypus betrachtet, lässt Varietäten unterscheiden, deren eines Extrem Schiefer dieses Gneisses sind, der Feldspath also nahezu vollständig oder vollständig verschwindet, wobei dann meist häufiger Granaten in das Gemenge eintreten. Durch zunehmende Feinheit des Kornes, starke Cohäsion der einzelnen Blätter und Zurücktreten der Menge des Biotits entstehen zahlreiche Varietäten nach der anderen Richtung, die in festen schönen Augengneissen das Endglied erreichen.

Annähernd lassen sich in dieser Serie folgende Gesteinstypen unterscheiden, die mit Bezug auf die vorher aus den Rodnaer Alpen angeführten, mit weiter laufenden Nummern bezeichnet werden sollen.

Biotit erscheint in grösseren Schuppen.

(10) Flasrige Biotitschiefer, nicht selten mit Quarzausscheidungen. Nach einem Dünnschliff bestehen sie vorwiegend aus Quarz, braunem Biotit, zu dem sich etwas Muscovit zugesellt, grossen tief weingelben Epidotsäulen und Granaten. Im vorliegenden Präparat fehlt der Feldspath fast gänzlich, in anderen Proben sind jedoch Spaltflächen dieses Minerales schon mit der Loupe erkennbar.

Granaten bilden mitunter knotige Auftreibungen und es wäre dann die betreffende Varietät als flasrig knotiger, granatführender Biotitschiefer zu bezeichnen.

Die Gesteinsfarbe ist gelbbraun, nicht selten jedoch mit einem Stich in's Graugrünliche. Es neigt nämlich der Biotit stark zur chemischen Veränderung, die sich in erster Linie in einem Ausbleichen äussert, in welchem Falle dann diese Schiefer von den Schiefern der folgenden Serie mitunter kaum zu unterscheiden sind, aber auch in der Wirklichkeit in die letzteren übergehen.

(11) Dünnblättrige Gneisse mit vorwiegend flasriger Structur, die jedoch auch in eine stenglige, seltener riefige übergeht. Der Biotit erscheint oft in schön tombackbraunen Schuppen; stellenweise treten in den Gneissen auch Granaten auf.

Es ist dies der vorerwähnte Grundtypus dieser Serie, aus dem sich, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, allmälig die nächstfolgenden Gneisse und nach der anderen Richtung hin die ersterwähnten Schiefer (10) entwickeln. Letzteres ist auch aus dem folgenden Schliffe von einem weniger typischen Gneisse zu entnehmen:

Den Hauptbestandtheil des Gesteines bildet oft ein filzartiges Gemenge von Kaliglimmer. Nebstdem erscheinen vielfach kleine Quarzkörnchen und grössere von Feldspath, welcher keine Zwillingsstreifung zeigt. Neben einem braunen Biotit erscheint das ganze Gestein vielfach von Chloritschüppchen durchzogen. Grosse, ganz unregelmässig begrenzte Partien fast farblosen Chlorites, der reichlich Erzpartikelchen zwischengelagert enthält, scheinen Pseudomorphosen nach Granaten zu sein, umsomehr, als wenigstens in einem Falle schichtenweiser Aufbau nach dem Rhombendodekaeder angedeutet erscheint.

Biotit erscheint in meist feineren und minder zahlreichen Schüppchen.

(12) Dickblättrige Gneisse, der Feldspath erscheint mitunter auch in grösseren Individuen. Sie nehmen eine vermittelnde Stelle zwischen den vorigen und den nächstfolgenden Augengneissen ein. Von letzteren unterscheiden sie sich vor Allem dadurch, dass die Glimmerblättchen zu einzelnen grösseren Schuppen zusammentreten. Genauer genommen, wären sie als dickblättrige, grobflasrige, mehr weniger streifige Gneisse zu bezeichnen.

(13) Dickblättrige, dunkelstreifige Augengneisse (sie sollen nach dem Greben-Berge „Greben-Gneisse" genannt werden). Die Blätter bestehen aus Quarz, in dem bis erbsengrosse und auch grössere Feldspathe auftreten. Die dunklen, die Blätter trennenden Streifen bestehen

aus Quarz und Biotit, der nur selten in deutlich wahrnehmbaren feinen tombackbraunen Schüppchen erscheint. Es dürfte die dunkle Färbung dieser Streifen wohl vorwiegend auf eine totale Lichtreflexion in den Quarzkörnchen zurückzuführen sein.

Der mikroskopische Befund dieser Gneisse ist folgender: Quarz überwiegt den Feldspath und erscheint in ziemlich grossen Individuen. Feldspath zeigt fast immer eine Zwillingsstreifung, mitunter in ausserordentlicher Feinheit ausgebildet, so dass vielleicht gar kein Orthoklas vorhanden ist. An Biotit ist das Gestein arm, ebenso an accessorischen Mineralien.

(14) Feinkörnige, mehr weniger licht gefärbte Augengneisse (Pop Iwan-Gneisse) mit feiner Parallelstructur, die durch kleine Glimmerschüppchen bedingt wird. Feldspath bis von Haselnussgrösse.

In Präparaten erweisen sie sich als einfach zusammengesetzt; der Quarz überwiegt den Feldspath wenig. Der letztere bildet nicht selten porphyrische Krystalle, die meist von einem Aggregat winziger Muscovitschüppchen erfüllt sind. Ganz vereinzelt erscheinen auch zwillingsgestreifte Feldspathe, so dass neben überwiegend Orthoklas auch etwas Plagioklas in dem Gestein enthalten ist. Ausserdem tritt in reichlicher Menge Biotit, untergeordnet Muscovit auf. An accessorischen Mineralien ist das Gestein arm, ähnlich wie der vorhergehende Gneiss: etwas Apatit, Titanit und vereinzelte Zirkonkryställchen erscheinen hie und da.

(15) Feinkörnige Gneisse mit feiner Parallelstructur; ganz wie vorige (14), doch tritt Feldspath niemals in grösseren Individuen auf.

(16) Feinkörnige, quarzreiche Gneisse mit cohärenten Blättern, deren Parallelstructur durch zerstreute feine Schüppchen dunklen Biotits, oft jedoch nur ganz undeutlich bezeichnet wird. Zeigen vielfache Uebergänge theils zu (12), theils zu (15).

Sie erscheinen andererseits auch in mehr körnigerer Entwicklung mit sehr zerstreutem feinen Glimmer, gehen auch in fast reine Quarzite über und scheinen sich den arcoseartigen Gneissen der folgenden Serie eng anzuschliessen.

β) Serie mit grünem Biotit.

Durch starkes Zurücktreten des braunen und Häufigerwerden eines grünen Biotits ist eine zweite Serie von mehr weniger grün gefärbten Gesteinen charakterisirt. Aehnlich wie in der ersten Serie erscheint auch in dieser als Endglied nach der einen Richtung hin ein Schiefer mit grünem Biotit in flasriger Ausbildung, der im Allgemeinen als ein

(17) grüner, flasriger Quarzglimmerschiefer bezeichnet werden kann.

(18) Feinkörnige Gneisse, die durch den Glimmer ihre gleichmässige grüne Farbe erhalten. Glimmer tritt in der Regel in so feiner Vertheilung auf, dass man ihn mit freiem Auge gar nicht unterscheiden kann. Mit Säuren behandelt brausen in der Regel die Gneisse schwach. Mikroskopisch untersucht, weisen sie eine grosse Aehnlichkeit mit den Pusdreloru-Albitgneissen (8) auf, wie dies aus folgenden Beobachtungen an Schliffen folgt:

a) besteht aus Quarz, vielen mit Einschlüssen total erfüllten Feldspäthen, grünem Biotit, etwas Epidot, Erz und rhomboedrischem Carbonat.

b) besteht aus wenig vorwiegend Quarz, der gewissermassen in einer Grundmasse liegt, die aus einem filzigen Aggregat von Muscovitblättchen zusammengesetzt ist, dem sich wahrscheinlich auch Quarz zugesellt, genau in derselben Weise, wie dies bei den Hornblendegesteinen (20) der Fall sein wird. Sehr ungleichmässig vertheilt erscheinen Körner zwillingsgestreiften Feldspaths; derselbe ist nur selten annähernd frisch, meist getrübt und mit dem oben beschriebenen Aggregat mehr weniger erfüllt. Ausserdem tritt im Gestein Apatit auf.

Durch Zusammentreten des Glimmers zu grösseren Schuppen, Zurücktreten des Feldspathgehaltes u. s. w. gehen die Gneisse allmälig in die vorigen Schiefer (17) über. In untersuchten Proben

c) erweisen sich die grösseren Quarze als Aggregate sehr kleiner Körnchen, sie walten neben grossen Glimmerpartien weit vor und Feldspath erscheint ganz untergeordnet. Der makroskopisch fast farblose Glimmer ist in Schliffen grünlich gefärbt, während farbloser Muscovit nur selten wahrgenommen werden kann. Der Glimmer dieses Schiefers enthält viel neugebildeten Epidot.

(19) Dem äusseren Aussehen nach glimmerlose, quarzreiche und lichtgrünlich gefärbte, dem Anscheine nach oft grobkörnige, arcoseartige Gneisse, die, mit Säuren betupft, meist schwach brausen. Nach einem Dünnschliffe, in dem man auch vereinzelte weingelbe Epidotsäulen beobachtet, entsprechen sie fast genau den vorigen (18), nur führen sie vor Allem weniger Glimmer.

(20) Dunkelgrüne, mehr körnige Hornblende-Epidotgesteine, meist rhomboedrische Carbonate und häufig Pyrit führend. Dem äusseren Aussehen nach den körnigen Pietrosu-Epidotgesteinen (4) ähnlich, doch kommt in den letzteren Hornblende nicht vor.

a) Wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, bestehen die Gesteine aus unregelmässig begrenzten Hornblendeindividuen, kleinen fast farblosen Epidotkrystallen und wenig Quarz. In bedeutender Menge erscheint in grösseren Partien ein filziges Gewebe kleiner Kaliglimmerblättchen, die vermuthlich aus Feldspath hervorgegangen sind. Titanit ist nicht gerade selten.

b) Weitere Proben erweisen sich als Gneisse, die aus Quarz, Plagioklas und dunkelbraunem Biotit bestehen, in denen local tiefweingelbe Epidotindividuen und auch strahlsteinartige Hornblendesäulchen auftreten.

Eine seltener anzutreffende Varietät sind dunkelgrüne Gesteine mit strahlsteinartiger Hornblende.

(21) Feinkörnige, relativ weiche, dunkelgrüne Hornblende-Epidotschiefer, die sich in beiläufig 1 Centimeter dicken Blättern ablösen und, mit Säuren behandelt, meist brausen. Sie sehen den Epidotschiefern der östlichen Rodnaer Alpen (9) äusserlich ganz ähnlich, führen jedoch Hornblende, die man, sowie auch den Epidot, in den typisch entwickelten Schiefern niemals mit freiem Auge beobachten kann, die sich aber in Präparaten leicht nachweisen lassen. Die Hornblende ist durch einen blauen Farbenton ausgezeichnet. (Vergl. auch pag. 375).

Die grünen Gneisse dieser Serie (18, 19) nähern sich in ihrer mikroskopischen Beschaffenheit, wie schon erwähnt, den von v. Foullon und Böhm beschriebenen Albitgneissen der Alpen, die in typischer

Entwicklung insbesondere in der Südzone (Pusdreloru-Albitgneisse) vorkommen. Die mit den Albitgneissen gerne vergesellschafteten Mineral-Combinationen, wie Quarz, grüner Biotit mit reichlichen Mengen von Epidot und Hornblende, zu welchen sich rhomboedrische Carbonate und Pyrit zugesellen und grüner Biotit zum Theil auch ganz durch strahlsteinartige Hornblende (20) ersetzt wird, stehen durch Uebergangsformen (Hornblende-Epidotgneisse u. s. w.), die wir später noch näher kennen lernen werden, mit den Albitgneissen in Verbindung. —

Die oben aufgezählten Gesteine der Gneissformation treten im Gebiete in zwei Hauptzonen zu Tage, von denen die eine den mittleren Theil des Ruszpolyanaer Gebirges, nämlich die Pop Iwan-Żerban-Gruppe, die andere die Greben-Noviciorn-Masse am mittleren Riu Vasér zusammensetzt. In diesen Gneisszonen tritt die steilfelsige Beschaffenheit der Gebirgsgehänge in den Vordergrund, worin sich auch schon orographisch die Gneissformation von der gleich zu erwähnenden Schieferformation unterscheidet. Letztere nimmt den übrigen, viel grösseren Theil des krystallinischen Gebietes ein und wird durch ausgedehnte Rücken, breite Kuppen, im Allgemeinen glattere Gebirgsgehänge, welche mehr offene Thäler einschliessen, charakterisirt — was in einigen Beziehungen an das cretacische Gebirge der nördlichen Sandsteinzone erinnert.

b) Schieferformation.

Als das verbreitetste Gestein wäre ein Quarzschiefer zu betrachten, der nach mehreren untersuchten und später anzuführenden Dünnschliffen, im Allgemeinen als ein glimmerarmer, resp. glimmerreicher Quarzphyllit zu bezeichnen wäre, der aus Quarz und Muscovit besteht und arm an anderen Mineralen, wie Biotit, Feldspath, rhomboedrischen Carbonaten, Granaten u. s. w., ist. Die letzterwähnten Minerale treten nur stellenweise auf und bestehen die Phyllite meist blos aus Quarz und Muscovit.

Nach der Menge des Glimmers lassen sich die Phyllite in folgende zwei Hauptformen oder Typen unterscheiden, die als Endglieder einer Reihe von in einander übergehenden Gesteinsvarietäten zu betrachten sind.

(22) Glimmerreicher Quarzphyllit. Er nähert sich mitunter dem eigentlichen Glimmerschiefer und steht zunächst den Quarzglimmerschiefern der südlichen Zone (2) und (7); er bildet zahlreiche Varietäten nach der Farbe: stahlgrau bis grünlich — und äusseren Structur: blättrig mit dünnen Glimmerüberzügen (Glimmerhäute), blättrig flasrig, blättrig riefig.

(23) Glimmerarme bis fast glimmerlose, dickblättrigere Quarzphyllite, die Blätter sind bis 2 Millimeter dick, grünlich gefärbt.

Eine häufige Varietät sind weisse Quarzphyllite (Crecela-Schiefer).

Durch zahlreiche Mittelformen stehen die angeführten Phyllite (22) und (23) in inniger Verbindung mit einander.

Untergeordnet treten in der Schieferformation noch viele andere Gesteinstypen auf, von denen jedoch hier vorläufig nur die häufiger anzutreffenden erwähnt werden sollen.

Durch immer mehr körnige Entwickelung, reichlicheres Auftreten von Feldspath, gehen die Phyllite stellenweise allmälig deutlich, wie dies später an Beispielen gezeigt werden wird, in Gneisse über, die analog den Phylliten ebenfalls in zwei Hauptformen oder Typen erscheinen, u. z.:

(24) Dünnblättrige, feinkörnige Gneisse.

(25) Dick flasrig- oder dick stenglig-blättrige Gneisse, mitunter mit grösseren Feldspathindividuen, und dann etwas an die dickblättrigen streifigen Gneisse (12) der Gneissformation erinnernd.

(26) Feinkörnige, grünliche Gneisse, nach später anzuführenden Beobachtungen in Präparaten zum Theil fast ganz den Albitgneissen (8, 18) entsprechend.

(27) Dunkelgrüne Hornblende-Epidotgesteine (Schiefer), mitunter granatführend und fast immer rhomboedrische Carbonate enthaltend; mit den auch äusserlich ähnlichen, körnigeren Hornblende-Epidotgesteinen der Gneissformation (20) auf Grund mikroskopischer Untersuchung nahezu identisch.

(28) Kieselschiefer; blättrig, schwärzlich, nicht selten mit kohligem Staub auf den Schichtflächen und abfärbend, mitunter auch mehr körnig entwickelt; selten in echte Breccien aus Kalkschieferfragmenten übergehend.

Die Kieselschiefer, die der Gneissformation gänzlich fehlen, wurden in der Schieferformation auf sehr vielen Stellen, wenn auch meistens in geringen Spuren beobachtet. Aehnlich wie die krystallinischen Kalke bezeichnen auch sie stets das Hangende der Schieferformation und stehen auch zu den ersteren in einer höchst eigenthümlichen nahen Beziehung; sie wurden nämlich immer entweder in nächster Nähe von krystallinischen Kalkzonen oder in deren Streichen beobachtet. Auf die nahe Beziehung, welche zwischen diesen Bildungen besteht, ist übrigens schon daraus zu schliessen, dass auch in den krystallinischen Kalkzonen selbst, wie wir später noch vielfach Gelegenheit haben werden zu sehen und bereits in der Repede-Kalkzone gesehen haben, Kieselschiefer anzutreffen sind.

Um einer ermüdenden Aufzählung von allen jenen Localitäten im Gebiete, wo Kieselschiefer beobachtet wurden, auszuweichen, wurde ihr Vorkommen mit entsprechenden Zeichen auf der Karte markirt, was auch zu einer leichteren Orientirung in dem geologischen Baue des Gebietes beitragen dürfte.

Zu bemerken wäre noch, dass in den Rodnaer Alpen Kieselschieferbildungen nur im Verbande von krystallinischen Kalkzonen beobachtet wurden und dass daselbst in den krystallinischen Schiefercomplexen Kieselschiefer für sich allein nirgends vorkommen.

Krystallinische Kalke mit den sie begleitenden verschiedenartigen Gesteinen wären noch schliesslich als jene Bildungen anzuführen, die in der Schieferformation und zwar, wie schon gesagt, stets nur in ihrem Hangenden auftreten, in derselben eine ziemliche Verbreitung erreichen und die, wie schon ebenfalls erwähnt, der Gneissformation fehlen.

Profil des Baitia-Berges.

Ueber das gegenseitige Verhältniss der oben erwähnten Gneiss- und Schieferformation zu einander, liefert der Aufschluss auf der Südseite, der Baitia 1673 Meter im Riu Vaser-Thale wichtige Anhaltspunkte (vergl. Taf. VII, Fig. 2). Während daselbst das Thal die Gesteine der Gneissformation beherrschen, die auch den Greben- und Novicioru-Berg zusammensetzen, nehmen den langen, von Baitia über Munte Banitia nach

N. hinziehenden Kamm die Phyllite der Schieferformation, und zwar vorwiegend die weisslichen, dickblättrigen, häufig gefalteten Quarzphyllite ein. Aus letzterer Varietät besteht auch fast ausschliesslich der Baitia-Gipfel selbst. Die Schichten fallen am Gipfel nach N. bis NW. ein und bilden ihre Köpfe auf der Südseite des Gipfels (im Hangenden des Gneisscomplexes) einen steilen und wie aufgerissenen Abhang.

Weiter nördlich vom Baitia-Gipfel beobachtet man am Sattel in geringerer Mächtigkeit Blöcke von lichtgrünlichen Gneissen (26), die, nach Dünnschliffen von hier, sehr reich an Feldspath sind, kleine Epidotkryställchen enthalten und als Albitgneiss zu bezeichnen wären. Etwas weiter gegen N. machen sich Blöcke von schwärzlichen Kieselschiefern mit weissen Quarzausscheidungen bemerkbar, während dann die nächste Kuppe, mit nordostnördlichem Einfallen, wieder weissliche Quarzphyllite, die hier auch in stengligblättrige Gneisse (25) übergehen, einnehmen.

Auf dem langen Kamme des Munte Banitia herrschen glimmerreichere Schiefer (22) vor, die an einigen Stellen dunkelgrau gefärbt, dünnblättrig und reich an feinem Glimmer — sonst als rostbräunlich verwitternde glimmerreiche Quarzphyllite entwickelt sind.

Die nächste Kuppe 1659 Meter nehmen vorwiegend dick stengligblättrige Gneisse, mit einem Verflächen nach NON. ein, in denen der Feldspath auch in etwas grösseren, deutlich wahrnehmbaren Individuen erscheint. Weiter gegen N. treten dann dünnblättrige Gneisse (24) auf, und noch weiter, im Liegenden der Kreidescholle des Bardeu (Pietrosu), die weisslichen Quarzphyllite, die nach einer untersuchten Probe dieser Localität aus Quarz und Kaliglimmer bestehen.

Die letzterwähnten Phyllite setzen im NO. von hier auch den vom Kristina-Berge sich nach S. abzweigenden und in's V. Botizului führenden, dicht bewaldeten Rücken zusammen, in deren Liegendem hierauf im genannten V. Botizului wieder die Gesteine der Gneissformation folgen.

Nach dem Gesagten bildet somit die Schieferformation das Hangende der Gneissformation.

Es handelt sich jetzt um die Frage, inwieferne man die obigen Formationen mit den bekannten Abtheilungen der Rodnaer Alpen perallelisiren kann, nachdem bereits vorher gesagt wurde, dass dieselben, als das Liegende von oberen Kalkzonen, den älteren Abtheilungen der Rodnaer Alpen entsprechen.

Man würde geneigt sein die Gneissformation der unteren, die Schieferformation der mittleren Abtheilung der Rodnaer Alpen gleichzustellen, was indessen nicht wahrscheinlich ist, indem hier vor Allem die Gneissformation eine von der unteren Abtheilung der Rodnaer Alpen gänzlich abweichende Entwickelung aufweist, dagegen mit der Schieferformation zusammen gewisse Gesteinstypen umfasst, wie letztere eben sonst nur in der mittleren Abtheilung der Rodnaer Alpen beobachtet wurden. Auch wird hier die Gneissformation von der Schieferformation nirgends durch eine Kalkzone (untere Kalkzone), wie in den Rodnaer Alpen die untere von der mittleren Abtheilung, getrennt.

Es ist daher anzunehmen, dass in diesem Gebiete die untere Abtheilung von krystallinischen Gesteinen gar nicht zu Tage tritt und, dass die Gneiss- und Schieferformation zusammen der mittleren

Abtheilung der Rodnaer Alpen entspricht, was auch in Anbetracht des viel mächtigeren Schichtcomplexes, aus dem die Rodnaer Alpen bestehen, umso wahrscheinlicher wird.

Da sich jedoch die beiden Formationen gut unterscheiden liessen, wie dies schon aus der früheren petrographischen Uebersicht folgt, und ausserdem die Unterschiede auch in orographischer Beziehung zur Geltung gelangen, so wurde hier die Trennung der mittleren Abtheilung noch in zwei Unterabtheilungen, nämlich in die Gneiss- und Schieferformation, durchgeführt und auf der Karte ersichtlich gemacht.

Es ist jedoch nicht zu verkennen, dass in manchen Fällen die Abgrenzung der beiden Formationen nicht immer so deutlich in der Natur vorgezeichnet ist, wie wir dies in dem, immerhin als Muster in dieser Beziehung geltenden Beispiele des Baitia-Aufschlusses sahen. Man kann fast sagen, dass die Gneisszonen dieses Gebietes gegen die Peripherie ihrer horizontalen Verbreitung zu, meistens eine allmälige Abnahme ihrer petrographischen Eigenthümlichkeiten aufweisen, oder umgekehrt gegen ihre Centra zu eine immer mehr typische Entwickelung annehmen und man dann schlieslich doch immer einsehen muss, dass man sich eben in einer von der Schieferformation sehr abweichend beschaffenen Gesteinszone befindet. Dasselbe gilt auch von der Schieferformation, die gegen die Gneisszonen zu sich meistens immer mehr den letzteren in petrographischer Ausbildung nähert. Es ist dies z. B., um bei der Greben-Masse zu bleiben, gleich im unteren Riu Vaser-Thale der Fall, dem wir uns jetzt zuerst zuwenden wollen, um hierauf, nach Besprechung der übrigen Profile, aus dem Riu Vaser-Czeremosz-Gebiete auf jenes des Ruszpolyanaer Gebirges überzugehen.

a) Das Thalgebiet des Riu Vaser und des Schwarzen Czeremosz.

Unterstes Riu Vaser-Thal, V. Pesti.

Gleich beim Eingange in das krystallinische Gebiet des Riu Vaser treten krystallinische Kalke auf, welche kleinere Aufschlüsse bietend, die Einmündung des Pesti-Baches einnehmen und auch auf das linke Riu Vaser-Ufer hinüberstreichen. Die Kalke werden hier flussabwärts unmittelbar von cretacischen Bildungen überlagert. Dieses Zusammentreffen von krystallinischen Kalk- und Kreidebildungen wird sich später — wie es vorläufig erwähnt werden soll — in einer auffallenden Weise wiederholen.

Im genannten Pesti-Thale bietet eine kurze Strecke bachaufwärts das rechte Gehänge einen grösseren Aufschluss in der krystallinischen Kalkzone, der sich mit Bezug auf spätere Betrachtungen als lehrreich erweist.

Zu unterst sieht man hier dünnblättrige Schiefergesteine, die sich nach Dünnschliffen als phyllitische hornblendeführende Gneisse (30) erweisen. Sie sind sehr quarzreich und feldspatharm, enthalten in ziemlicher Menge Kaliglimmer in sehr feinen Schüppchen, etwas Hornblende, in Umwandlung begriffenes Titaneisen und accessorisch die bekannten Rutilzwillinge und Zirkonkryställchen. Ein vorhandener grüner Glimmer ist vielleicht eine Neubildung. Im Quarz sind die reihweise angeordneten winzigen Einschlüsse und Hohlräume häufig zu beobachten. Der Feldspath zeigt keine Zwillingsstreifung, wahrscheinlich ist es Orthoklas.

Aehnliche Gneisse werden wir später auch noch auf anderen Stellen, u. z. stets im unmittelbaren Liegenden von krystallinischen Kalkzonen antreffen.

Ueber den Gneissen folgt dann ein Wechsel von krystallinischen Kalken und Schiefern, die zusammen etwa 50 Meter an Mächtigkeit erreichen und von unten nach oben aus folgenden, meist nur wenige Meter mächtigen Zonen bestehen:

1. Dickbankigere, grobkrystallinische Kalke, durch Aufnahme von lichtem Glimmer in lichte Kalkglimmerschiefer übergehend. Als Zwischenlagen erscheinen hier grün gefärbte, fett sich anfühlende Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat.

2. Graublaue, feinkrystallinische, weiss geaderte Kalkschiefer.

3. Aehnlich wie 1., nur sind hier die lichten Kalkglimmerschiefer deutlicher entwickelt.

4. Graublaue Kalkschiefer ähnlich wie 2.

5. Weisse Kalke und Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat, ähnlich wie 1., jedoch die Kalke allem Anscheine nach nur ganz untergeordnet entwickelt und durch linsenförmige Einlagerungen von zum Theil grobkörnigen, verrucanoartigen licht gefärbten Quarziten ersetzt.

6. Graublaue Kalkschiefer wie 2.

7. Weisse feinkrystallinische Dolomite, in liegenderen Partien breccienartig und mit einem Stich in's Bläuliche, mit Quarzitlagen; letztere zum Theil verrucanoartig, zum Theil undeutlich geschichtet und mit Glimmerüberzügen auf den Schichtflächen und so sich Quarzphylliten, resp. Glimmerschiefern mit rhomboedrischem Carbonat nähernd, oder auch in dieselben übergehend.

8. Weisse Dolomite, die mit 7. die mächtigste Zone bilden.

Durchgeführte chemische Untersuchungen gaben folgende Resultate:

Die massigeren krystallinischen Kalke besitzen einen geringen Gehalt an Thonerde, enthalten eine ziemliche Menge unlöslichen Rückstandes, der weit vorwiegend aus meist zu Aggregaten verwachsenen, krümeligen, schwach grauen Quarzkörnchen mit wenig feinen Muscovitschüppchen besteht; eine unbedeutende Menge organischer Substanz; eine geringe Eisen- und geringe oder wenig bedeutende Menge von Magnesia.

Die lichten Kalkglimmerschiefer geben ähnliche Resultate wie die vorigen, nur besitzen sie einen viel grösseren Gehalt an feinen Muscovitschüppchen.

Die massigeren krystallinischen Dolomite enthalten eine nicht bedeutende Menge Thonerde; geringe Menge unlöslichen Rückstandes, der aus zelligen Aggregaten kleiner wasserheller Quarzkörnchen und aus kleinen losen Partikelchen besteht; sehr geringe Eisenmenge, die wahrscheinlich zum grössten Theile von Eisencarbonaten herstammt; einen grossen Gehalt an Magnesia, welcher mindestens der Hälfte der des Kalkes gleichkommt.

Die graublauen Kalkschiefer liefern bei der Auflösung eine geringe Menge Thonerde; unbedeutende bis beträchtliche Mengen unlöslichen Rückstandes, bestehend weit vorwiegend aus feinem Quarzsande oder aus zu Aggregaten verwachsenen, krümeligen Quarzkörnchen (Aggregate mitunter von Haselnussgrösse), wenig sehr feinen Muscovitblättchen

und einer unbedeutenden Menge organischer Substanz; Eisen und Magnesia in ziemlich gleicher, geringer oder nicht bedeutender Menge.

Ganz, den obenerwähnten, ähnliche Kalkbildungen wurden bereits vorher in der oberen Kalkzone der Rodnaer Alpen beobachtet und erinnern die grünlichen Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat, sowie die lichten, zum Theil verrucanoartigen Quarzite, an analoge Vorkommen in der Repede-Zone.

Ueber der beschriebenen Kalkzone trifft man beim Hinaufsteigen Amphibolite (31) und weissliche, quarzreiche Muscovitschiefer (32) an, die auch den ganzen krystallinischen Theil des Lucaciu-Rückens einnehmen und in der Gegend östlich von hier, bis zu den D. Plaiu-Rozuszny-Kämmen eine grössere Verbreitung erreichen.

Die Schiefer (nicht mit den Crecela-Schiefern (23) zu verwechseln) sind zum Theil parallelstruirt, zum Theil besitzen sie ein mehr blättriges Gefüge und gehen auch häufig in weissliche, stellenweise auch röthlich gefärbte Gneisse über, in denen Quarz zusammenhängende Flasern bildet, die Glimmerschuppen auf der Oberfläche in kleinen Partien vertheilt sind und die eine Parallelstructur von wechselnder Deutlichkeit besitzen. Als Extrem in dieser Richtung erscheinen dann weisse und röthliche, meist turmalinführende pegmatitische Gneisse (34), die an die mittelkörnigen Gneisse von Vrf Negriasa der Rodnaer Alpen (6) sehr erinnern. In besonders typischer Entwickelung wurden dieselben z. B. auf dem stark bewaldeten Kamme, der vom Rozuszny zur Scerisiora hinüberführt (zwischen den Kammhöhen 1184 Meter und 1016 Meter), wenn auch nur in lose herumliegenden und verwitterten, mehr weniger abgerundeten Blöcken beobachtet.

In dem westlichsten Zipfel des krystallinischen Gebirges, den der Vinului-Bach durchschneidet, wurden mehr quarzreiche, zum Theil grobkörnige, zum Theil deutlich parallelstruirte Gneisse beobachtet, die im verwittertem Zustande anscheinend glimmerlos sind, sich jedoch immerhin den erwähnten pegmatitischen eng anschliessen. Sie stehen daselbst in inniger Verbindung mit fast reinen, bräunlich verwitternden Quarziten (35), die auch zum Theil ein ganz breccienartiges, verrucanoähnliches Aussehen erreichen, mit den Quarziten der Kalkzonen jedoch (V. Pesti) nicht verwechselt werden dürfen.

Aehnliche und andererseits fein zuckerkörnige, weissliche und licht rosafarbige, seltener graugrünliche Quarzite wurden an anderen Stellen der in Rede stehenden Gegend und meist in Gesellschaft von Gneissen beobachtet. Ob sie nur als Ausscheidungen in den Gneissen, resp. Schiefern zu betrachten sind, ist in Folge Mangels an Aufschlüssen schwer zu entscheiden.

Die oben zuerst erwähnten, in dieser Gegend allgemein verbreiteten Amphibolite (31) sind von mehr körnigem Gefüge, schmutzig graugrün gefärbt und bestehen nach einem Dünnschliff vom D. Lucaciu fast nur aus grossen lichtgrünen Hornblenden, die oft reich an Einschlüssen sind. Die letzteren erreichen mitunter bedeutenden Umfang, sind ei- und schlauchförmig, farblos, und löschen, wenigstens in einzelnen Krystallen, fast alle gleichzeitig aus; sie dürften Quarz sein. Es kommen übrigens auch mit der Spaltbarkeit parallel angeordnete dunkle Einschlüsse vor, über deren Natur keine bestimmte Angabe gemacht werden kann. Hie

und da sieht man in Längsschnitten von Hornblende Querschnitte desselben Minerales so, dass eine vollständige Durchwachsung stattgefunden haben muss.

Setzt man in dem Pesti-Thale den früheren Weg bachaufwärts fort, so trifft man kurz vor Erreichung der Einmündung des zwischen D. Plaju und Gurguiata nach SW. fliessenden, Gurguiata genannten Baches, weisslich bis weissgelbliche Quarzite an, die in mächtigen Blöcken im Bachbette herumliegen. Diese sind vorwiegend grobkörnig und erinnern an Verrucano, erhalten aber stellenweise, durch Auftreten von etwas Glimmer auf den Trennungsflächen, einen phyllitischen Charakter. Sie sind mit den früher erwähnten Quarzitlagen in der krystallinischen Kalkzone am Eingange in's V. Pesti zu parallelisiren, nur sind sie hier viel mächtiger entwickelt und vertreten wohl ganz oder zum grossen Theile die eigentlichen Kalkbildungen.

Um die abweichende Facies der Kalkzonen, wo nämlich Quarzite den echten Kalkbildungen gegenüber sehr oder ganz in den Vordergrund treten, zu markiren, wurden, da wir es hier mit ganz analogen Verhältnissen zu thun haben, wie in der Kalkzone von der Repede-Facies, die für die letztere gewählten Farbenzeichen auch hier beim Eintragen auf die Karte in Anwendung gebracht.

Gleich höher im Thale machen sich dann wieder Kalkeinlagerungen bemerkbar, in deren Hangendem, wie vorher, Schiefer (Gneisse) und Amphibolite folgen.

Nach einem Handstück zu urtheilen, das ich beim Herrn Advocaten Pelady in Felső-Vissó sah und das aus dem Gurguiata-Thale (welches ich leider schon nicht mehr besuchen konnte) herrührte, woselbst Herr Pelady in neuester Zeit eine sehr ergiebige Grube auf Antimon aufgeschlossen hatte und wo auch ein rosafarbiger Marmor vorkommen soll, treten die oben erwähnten Quarzite der Kalkzonen auch im Gurguiata-Thale auf, an welche eben das Antimon gebunden sein dürfte.

Oestlich vom Gurguiata-Thale, am D. Plaiu-Rozuszny-Kamme, tritt eine zweite Zone von krystallinischen Kalken in einzelnen Partien auf, die eine schwebende, schollenartige Lage einnehmen und zwischen welchen abwechselnd die früheren Schiefer und Amphibolite (als das Hangende) den Kamm beherrschen.

Im Allgemeinen schliessen sich die Kalkzonen der in Rede stehenden Gegend in ihrer Gesammtausbildung, zunächst der oberen Kalkzone von der Repede-Facies in den Rodnaer Alpen an, wenn sie hier stellenweise auch eine mehr hochkrystallinische, der Pietrosu-Facies entsprechende Entwicklung annehmen. Es kommt übrigens auch der Repede-Zone selbst eine z. Th. hochkrystallinische Ausbildung zu.

Die hangenden Schiefer und Gneisse sind demnach mit der oberen Schieferabtheilung der Rodnaer Alpen zu parallelisiren und es können auch speciell die turmalinführenden Gneisse direct, wie schon früher erwähnt, mit den Negriasa-Gneisen der Rodnaer Alpen verglichen werden.

Das Vorkommen von Amphibolitlagen ist hier insoferne charakteristisch, als auch in den hangenden Partien der Repede-Kalkzone Hornblendegesteine beobachtet wurden. Am Pietrosu dagegen treten im Hangend der hochkrystallinischen Kalkzone desselben Horizontes Epidotgesteine auf.

Schliesslich wäre noch zu erwähnen, dass die Schiefer und Gneisse, sowie auch die Amphibolite dieser Gegend, die ich freilich fast überall in einem mehr oder weniger stark verwitterten Zustande beobachtete, im Vergleich zu den Gesteinen der älteren Formationen (mittlere und untere Abtheilung) ein auffallend geringes Gewicht aufweisen.

Nach dem Ausfluge in das Gebiet des V. Pesti, kehre ich in's Riu Vaser-Thal zurück und setze in demselben den Durchschnitt flussaufwärts fort.

Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale: Lunca Scradie, Lunca Balmos, Soymul, Cosi.

Im Liegenden der krystallinischen Kalkzone an der Pesti-Mündung folgen flussaufwärts mehr oder weniger glimmerarme, stahlgraue, rostbräunlich verwitternde Quarzphyllite (22). Ihre Quarzblätter umgibt Glimmer mit feinen Ueberzügen und es wären die Schiefer im Allgemeinen als dünnblättrig zu bezeichnen. Ziemlich häufig erscheint jedoch der Quarz auch in dickeren, linsen- und aderförmigen Ausscheidungen, wie das überhaupt häufig in der jüngeren Schieferformation und insbesondere in ihren hangenderen Lagen zu beobachten ist. Durch Herauswittern bleiben die Quarzausscheidungen nicht selten in lose herumliegenden Blöcken zurück.

Nach einem Dünnschliffe, durch eine quarzreiche Partie gelegt, bestehen die Phyllite vorwiegend aus Quarz, der eine ganz enorme Menge reihweise angeordneter Flüssigkeitseinschlüsse enthält; selten erscheinen Muscovitblättchen, hingegen tritt häufig ein rhomboedrisches Carbonat auf, das, wie seine Verwitterung zeigt, einen ziemlichen Eisengehalt besitzt. Ausserdem erscheint eine schwarze opake Substanz, die organischer Natur sein dürfte — was in Anbetracht des häufigen Vorkommens von organischen Substanzen in den krystallinischen Kalken, nicht befremden kann.

Die Phyllite bieten am rechten Thalgehänge eine Reihe von kleineren Aufschlüssen, in denen man häufig secundäre Biegungen und kleinere Verwerfungen wahrnimmt. Im Allgemeinen verflächen die Schichten anfangs nach SW. bis W.

Gegenüber der Einmündung des Scradie-Baches bemerkt man am rechten Thalgehänge in den Phylliten eine ganz kleine Einlagerung von schwarzen Kieselschiefern.

Das Vorkommen letzterer hier, in hangenderen Lagen der Schieferformation und in der Nähe der früheren Kalkzone, ist bezeichnend.

Höher, an der starken Krümmung des Flusses (der ersten oberhalb der Scradie-Mündung) treten grüne, flasrige, sehr quarzreiche Quarzglimmerschiefer und grüne feinkörnige, stellenweise Carbonate führende Gneisse (Albitgneisse) auf, die nur eine kurze Strecke anhalten, indem gleich höher flussaufwärts wieder die früheren Phyllite folgen.

Es wurde bereits vorher am Baitia-Kamme (pag. 388) constatirt, dass ähnliche Gneisse sicher auch in der Schieferformation vorkommen. So dürfte es auch hier der Fall sein, wenn auch anderseits die grünen Gesteine in ihrer Ausbildung und der Combination von Schiefern mit Gneissen, sehr an die betreffenden Gesteine der älteren Gneissformation

(17, 18) erinnern, und es daher auch immerhin möglich ist, dass man es hier mit einem kleinen Aufbruche älterer Gesteine zu thun hat. In der Natur konnte dies nicht festgestellt werden.

In den thalaufwärts folgenden, ebenfalls rostbräunlich verwitterten Phylliten tritt dann bald Glimmer immer reichlicher auf. Diese glimmerreichen Phyllite nähern sich am meisten den eigentlichen Glimmerschiefern, was überhaupt nur selten im Gebiete zu beobachten ist. Da in ihnen untergeordnet auch Biotit und Feldspath erscheint, so erinnern sie andererseits auch an die Biotitschiefer (10), respective blättrigen Gneisse (11) der älteren Gneissformation.

Die glimmerreichen Schiefer, die jedoch nur als eine Varietät der früheren Phyllite und mit den letzteren als einem Horizonte angehörig zu betrachten sind, herrschen flussaufwärts bis Lunca Balmos. Sie verflächen auf dieser ganzen Strecke anormal, nämlich nach WNW. bis W., weshalb hier auch das Riu Vaser-Thal als ein Längsthal zu betrachten ist. Die Ursache dieses anormalen Einfallens der Schichten ist vielleicht in einer stauenden Wirkung der höher im Thale gelegenen Greben-Gneissmasse zu suchen.

Im Hangend der glimmerreichen Schiefer tritt noch gleich anfangs am Fusse der Fatia Plaiului, in Form eines ganz kleinen Felsens, ein typischer feinkrystallinischer, dolomitischer Kalk auf, der weiss bis etwas bläulich gefärbt ist und breccienartig zerfällt. Es scheidet sich in demselben auch ein milchweisser, zum Theil deutlich geschieferter Quarz aus, eine Erscheinung, die wir später noch wiederholt in den krystallinischen Kalken beobachten werden. Auf den hier ganz freien und glatten Gehängen nimmt man sonst nirgends mehr, auch nicht eine Andeutung von Kalken wahr. Es scheint jedoch dieser Kalkfelsen eine Fortsetzung des früher erwähnten, schollenartigen Kalkzuges von D. Plaiu und Rozuszny, bis hieher in das Riu Vaser-Thal anzudeuten. Es spricht dafür vor Allem der Umstand, dass er hier in der Richtung des genannten anormal streichenden Kalkzuges auftritt und andererseits auch im Thale selbst, bis Lunca Balmos hinauf, die krystallinischen Schiefer, wie erwähnt, anormal verflächen.

Gleich oberhalb des Kalkvorkommens von Fatia Plaiului, schaltet sich den glimmerreichen Schiefern eine mächtige Zone von dunkelgrauen, stellenweise Carbonat führenden, nicht selten Granaten enthaltenden Hornblende-Epidotschiefer (27) ein.

Nach einem Dünnschliff (aus der Gegend der Einmündung des Rozuszny-Baches) bestehen dieselben vorwiegend aus grüner Hornblende; die Zwischenräume sind von einem filzartigen Gemenge von Quarz und Kaliglimmer erfüllt, in dem nur ganz ausnahmsweise kleine Feldspathindividuen erscheinen. Das ganze Gestein ist von grösseren Epidotkörnern, seltener prismatischen Krystallen durchschwärmt. Der Epidot erscheint fast farblos, in den prismatischen Schnitten zeigt er die basische Spaltbarkeit. Schon mit freiem Auge sieht man Granaten.

In Folge des vorher erwähnten anormalen Einfallens der Schichten, folgt man im Thale selbst lange Zeit hindurch diesem Zuge der Hornblende-Epidotschiefer im Streichen, die auch nördlich von hier, hoch oben am Kamme des Rozuszny (westlich von 1429 Meter) ihre Verbreitung finden. Erst an der knieförmigen Biegung des Flusses an der

Rozuszny-Mündung, unterhalb Lunca Balmos, verquert man diesen Zug der Hornblende-Epidotschiefer, welche im Allgemeinen zur Felsbildung neigen und grobklotzig zerfallen.

Im Liegenden der Hornblende-Epidotschiefer folgen oberhalb der genannten Rozuszny-Mündung flussaufwärts die früheren glimmerreichen Schiefer, dann in Lunca Balmos, Gneisse mit tombackbraunen Biotitschuppen (11), welch' letztere ich bereits der älteren Gneissformation zuzähle. Nebst typischen Biotitgneissen treten in Lunca Balmos auch mehr quarzreiche Varietäten auf, in welch' letzteren häufiger kleine Granaten zu beobachten sind. (Von letzteren der Schliff bei 11, vergl. pag. 383.)

Diese Gneisse herrschen bis zur Novetiu-Mündung. Es tritt jetzt die felsige Entwicklung der Gehänge deutlich in den Vordergrund und das Thal wird auf dieser Strecke enger.

An der Novetiu-Mündung folgen dickblätterige Gneisse (12), in denen Feldspath nicht selten auch in grösseren Individuen erscheint. Wo Glimmer einzelne grössere Schuppen bildet, entstehen dickblätterig-flaserige Formen; wo letzterer zurücktritt, nähern sich die Gesteine mitunter den dunkelstreifigen Greben-Augengneissen (13).

Von der Novetiu-Mündung bis zur Soymul-Brücke wird das Thal etwas offener, die Gehänge glatter. Es herrschen hier wieder die flasrig oder stengligblättrigen (schiefrigen, glimmerreichen) Biotitgneisse (11) vor, die jedoch vielfach in die, an der Novetiu-Mündung beobachteten Gneisse übergehen.

Eine kurze Strecke vor der Soymul-Brücke begegnete ich knapp am Wege (rechtes Riu-Ufer) einer wenig aufgeschlossenen Einlagerung von dunkel graugrünen körnigeren Hornblende-Epidotgesteinen (20), die, wie dies schon in der petrographischen Uebersicht erwähnt wurde, den Hornblende-Epidotgesteinen, respective Schiefern (27) der hangenden Schieferformation sehr nahe stehen. Wir begegnen somit im Riu Vaser-Thale bis jetzt schon zum dritten Male Hornblendegesteinen, und zwar in immer tieferen Horizonten. (D. Lucaciu, Lunca Scradie und Soymul.)

Von Soymul flussaufwärts tritt die felsige Entwicklung der Thalgehänge ganz wieder in den Vordergrund und die Gegend bewahrt fast auf der ganzen langen Strecke bis Suliguli das Aussehen eines echt alpinen Thales. An vielen Stellen drängen sich mächtige steile Felsen an den Fluss heran, oder es springen einzelne Felspartien in Form von gothischen Capellen, das Thal einengend, vor. Das Einfallen der Schichten ist in Folge der massigen Entwicklung der Felsen schwer zu bestimmen, im Allgemeinen jedoch auf der ganzen Strecke normal nach SW. und NO. Nur in der Gegend von Cosi (Thalsohlhöhe 621 Meter), beiläufig in der Mitte zwischen Soymul und Sniapenu, beobachtete ich ein Verflächen der Schichten nach NW.

An der vorerwähnten Soymul-Brücke stehen dickblättrige Gneisse an, denen gleich höher quarzreiche, etwas grünliche, fast körnige Gneisse, hie und da auch mit grösseren Feldspathen (augengneissartig) folgen, in denen Biotit nur in zerstreuten kleinen Schüppchen auftritt und die bei näherer Betrachtung auf eine feine Parallelstructur hinweisen (16). Sie scheinen einen Uebergang zu den gleich höher im Thale anzutreffenden arcoseartigen Gneissen zu bilden, respective die letzteren hier zu vertreten, während sie andererseits durch Mittelformen mit den vorigen

dickblättrigen Gneissen in Verbindung stehen, wie man dies mitunter auf einem und demselben Felsstück beobachtet. Es folgen auch auf dieselben gleich höher dickblättrige Gneisse, denen sich bald in geringer Mächtigkeit grünliche, arcoseartige Gneisse (19) einschalten.

Oberhalb des von Fatia Vaserului kommenden Baches, herrschen eine kurze Strecke hindurch wieder die schiefrigen, hier meist stengligblättrigen Biotitgneisse (11), worauf dann, etwa eine 1/4 Stunde vor dem Uebergange auf das rechte Flussufer, dunkelstreifige Greben-Augengneisse in typischer Entwicklung auftreten (von hier der Schliff bei 13).

Auch diesen Gneissen, die in grosse, eckige Blöcke zerfallen, schalten sich Lagen von schiefrigen Biotitgneissen ein; wenigstens beobachtete ich hier letztere an einigen Stellen in geringem Schutte zwischen den ersteren.

Die schiefrigen Biotitgneisse findet man auch gleich höher, oberhalb der Brücke vor Cosi (621 Meter) im Thalbette anstehend, auf welche dann in Cosi selbst quarzreiche streifige, zunächst den Greben-Augengneissen stehende Gesteine folgen und mit welch' letzteren auch licht olivengrünliche arcoseartige Gneisse auftreten, die rhomboedrische Carbonate führen, indem sie mit Säuren befeuchtet meist schwach brausen.

Oberhalb von Cosi beobachtet man wieder schiefrige Biotitgneisse, die hier speciell an die Varietät der granatführenden von Lunca Balmos erinnern, hierauf bald die vorigen glimmerarmen Gneisse und höher wieder glimmerreichere solche mit zum Theil feiner Parallelstructur (15), wie wir sie in ganz ähnlicher Entwicklung, jedoch viel grösserer Verbreitung in der Pop Iwan-Gruppe antreffen werden. Etwa eine 1/4 Stunde Weges unterhalb der Novicioru-Mündung tritt an einer Stelle (rechtes Thalgehänge) in den glimmereicheren Gneissen eine kleine Einlagerung von Hornblende-Epidotgesteinen, ähnlich wie im Soymul, zu Tage.

Aus dem Gesagten folgt schon, dass man im Thale fortschreitend abwechselnd Zonen von Augengneissen, respective den ihnen nahestehenden dickblättrigen Gneissen und solche von glimmerreichen schiefrigen Biotitgneissen beobachtet. Während sich jedoch die ersteren durch eine massige Felsentwicklung auszeichnen, verrathen sich letztere, die meist nur verhältnissmässig schmale Lagen zwischen grösseren Zonen von Augengneissfelsen bilden, gewöhnlich nur durch einen reichlicheren und feineren Schutt von schiefrigen Gesteinen.

Mit den Augengneissen (respective ihren Vertretern) vergesellschaftet sahen wir im Thale arcoseartige Gneisse, denen ebenfalls eine massige Entwicklung zukommt und die durch Uebergangsvarietäten (vergl. Soymul) mit den ersteren in continuirlicher Verbindung stehen. Es tritt nämlich der braune Biotit immer mehr zurück, verschwindet ganz und wird, nach Schliffen zu urtheilen, von einem grünen Biotit ersetzt; ausserdem erscheint Feldspath in so kleinen Körnchen, dass er meist mit freiem Auge nicht mehr bemerkt werden kann. Gleichzeitig tritt in den oft anscheinend glimmer- und feldspathlosen, lichtgrünlich gefärbten arcoseartigen Gneissen, nach mikroskopischen Befunden, Epidot und rhomboedrisches Carbonat auf. Diese Gneisse stehen auch,

wie schon in der petrographischen Uebersicht erwähnt wurde, den Pusdreloru-Albitgneissen sehr nahe. Betrachtet man nun die arcoseartigen Gneisse und die Hornblende-Epidotgesteine als die Vertreter der zweiten Gesteinsserie (mit grünem Biotit), die auf der bis jetzt besprochenen Strecke gegen die Gesteine der ersten Serie an Mächtigkeit weit zurückstehen, so spricht das wiederholte Auftreten der ersteren ebenfalls für ein wiederkehrendes zonenartiges Abwechseln der einzelnen Gesteinstypen, respective Gruppen, im Thale.

Das Novicioru-Thal.

An der Novicioru-Mündung stehen dickblättrige, quarzreiche Gneisse an, die von hier auf den Gipfel des Novicioru-Berges 1454 Meter streichen und andererseits den Baitia-Rozuszny-Kamm an einer Stelle erreichen. In Folge ihres Zerfallens in kantige polygonale Stücke, (es erinnert dies an die später zu beschreibenden Trojaga-Andesite), bilden sich in den Felsen kleinere Höhlen, die innen wie gewölbt und gezimmert erscheinen. Solche Höhlen sind überhaupt nicht selten im Riu Vaser-Thale, von Soymul bis in die Gegend der Novicioru-Mündung, anzutreffen.

Untergeordneter treten an der Novicioru-Mündung mit den dickblätterigen Gneissen auch die fein parallelstruirten (15) auf.

Folgt man dagegen von der Mündung dem Novicioru-Bache thalaufwärts, so erreicht man bald eine Zone von typischen Greben-Augengneissen, mit grossen fleischröthlichen Feldspath-Individuen. Höher folgen dann in diesem Thale grünliche, rhomboedrische Carbonate führende quarzreiche Gneisse mit zerstreuten feinen Biotitschüppchen, die den arcoseartigen, respective den Albitgneissen mehr weniger nahe stehen und andererseits auch in Hornblende-Epidotgesteine übergehen (vergl. petrogr. Uebersicht, pag. 385 u. f.); hierauf schiefrige Biotitgneisse, dann auf einer kurzen Strecke Hornblende-Epidotgesteine mit rhomboedrischem Carbonat, in Vergesellschaftung mit den vorerwähnten grünlichen Gneissen, schliesslich wieder schiefrige Biotitgneisse.

Es ist somit im Novicioru-Thale ein ähnlicher Wechsel von Gesteinsgruppen zu beobachten, wie vorher im Riu-Thale von Soymul flussaufwärts, nur stehen hier die grünlichen Gneisse und die Hornblende-Epidotgesteine in einer näheren Verknüpfung mit einander, wie dort. Im Allgemeinen wäre noch zu bemerken, dass die typischen Greben-Augengneisse höchst wahrscheinlich nur in den Thalsohlen (Riu Vaser, Novicioru) ihre Verbreitung finden.

Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale: Sniapenu, Bardo, bis Suliguli.

Die an der Novicioru-Mündung anstehenden dickblättrigen Gneisse herrschen im Riu-Thale flussaufwärts fast bis in die Nähe von Sniapenu, wie gewöhnlich manche Abänderungen zeigend, welche einerseits den dick flasrig-blättrigen Gneissen entsprechen, andererseits sich den streifigen Augengneissen nähern. An einer Stelle wurde mit denselben auch der grünliche, Carbonate führende, arcoseartige Gneiss beobachtet. Ziemlich häufig kommt der früher angetroffene, lichter gefärbte Gneiss mit feiner

Parallelstructur (15) vor, der aus einem feinkörnigem Gemenge von Quarz und Feldspath besteht, feine Glimmerschüppchen in grosser Menge führt und eine lichtere Färbung besitzt.

In der Umgebung von Sniapenu werden dann die Thalgehänge glatter und vorwiegend mit einem feineren Schutte von flassig-blättrigen Biotitgneissen bedeckt, die nach einem Dünnschliffe kleine Granaten führen und speciell der Gneissvarietät von Lunca Balmos entsprechen.

In Sniapenu selbst tritt ganz unverhofft eine schollenartig lagernde, zum Theil unterbrochene Zone von grauen bis dunkelgrauen Quarziten auf, die in grossen Blöcken herumliegen und im ersten Augenblick einen befremdenden Eindruck hervorrufen. Die Quarzite sind zum grossen Theil grobkörnig entwickelt und mitunter von einem conglomerat- oder breccienartigen, verrucanoähnlichem Aussehen. Sie führen zerstreute Glimmerblättchen und ausserdem häufig schwärzliche Beschläge von kohligen Substanzen. Nur zum geringeren Theile erscheinen die Quarzite auch deutlicher geschichtet und erinnern an schwärzliche Kieselschiefer. Ziemlich häufig scheidet sich in ihnen auch weisser Quarz aus. Unter den Quarzbildungen beobachtete ich ausserdem an einigen Stellen auch dunkelgraue, fast sandsteinartige Kalkglimmerschiefer in geringem Schutte.

Eine zweite Zone von ganz ähnlichen, nur im Schutte angetroffenen Gesteinen, tritt auch noch höher im Thale, oberhalb der Botizului-Mündung auf.

In petrographischer Beziehung entsprechen diese Bildungen fast vollkommen jenen, die wir vorher in der Repede-Kalkzone der Rodnaer Alpen, insbesondere auf der Nordseite des Pusdreloru (von Fatia Misilor bis Magura Botiorilor) beobachteten, mit denen ich sie auch ohne weiters parallelisire und der oberen krystallinischen Kalkzone von der Repede-Facies (quarzitische Facies) zuzähle. Das Fehlen von eigentlichen Kalken und das schollenartige, höchst wahrscheinlich discordante Auftreten dieser Bildungen unmittelbar über älteren Gesteinen (mit Auslassung der Schieferformation), ist hier zwar befremdend, doch ist eine andere Deutung dieser Gesteine nicht anzunehmen, wie wir dies auch in der Folge noch deutlicher sehen werden.

Es wäre hier noch vorläufig von dem Vorkommen eines im späteren Abschnitte zu beschreibenden paläozoischen Eruptivgesteins zu erwähnen, das ich gleich oberhalb von Sniapenu am linken Flussufer, an der Basis der Quarzzone in den hier zum Vorschein kommenden Gneissen beobachtete. Dasselbe bildet in den letzteren einen ganz kleinen Einschluss und steht dem Anscheine nach in keiner näheren Beziehung zu der Quarzzone.

Oberhalb von Sniapenu, auf der Strecke von Bardo bis in die Nähe von Suliguli walten steile, den Fluss einengende Felsmassen grün gefärbter Gesteine der zweiten Serie vor, die zonenförmig mit Biotitgneissen (11, 15) der ersten Serie abwechseln. Die grünen, vorwiegend dickbankig geschichteten Gesteine sind zum Theil feinkörnige, anscheinend glimmerlose, rhomboedrische Carbonate führende Gneisse (18), die den Pusdreloru-Albitgneissen sehr nahe stehen und vorher im Thale in den arcoseartigen Gneissen ihre Vertreter fanden; die arcosenartige Beschaffenheit kommt übrigens diesen Gneissen auch hier theilweise zu.

Zum Theil dagegen bestehen die grünen Felsen aus Hornblende-Epidotgesteinen [von hier Schliff a) bei (20)], die meist körnig entwickelt sind, rhomboedrische Carbonate führen und in denen nicht selten Pyrit erscheint. Durch allmäliges Verschwinden der Hornblende und Häufigerwerden von Feldspath entwickeln sich aus ihnen die Albitgneisse, sowie andererseits durch Auftreten von feinen Schüppchen braunen Biotits die Uebergangsformen zu den Biotitgneissen entstehen.

Gegen Suliguli zu herrschen grüne flasrige Quarzglimmerschiefer (17), über denen dann thalaufwärts die Phyllite der Schieferformation folgen.

Im Allgemeinen ist auf der Strecke von Bardo bis Suliguli ein ähnlicher Wechsel von Gesteinen der zweiten Serie mit jenen der ersten zu beobachten, wie von Lunca Balmos bis Bardo, nur wiegen im ersteren Falle die Gesteine der zweiten, im letzteren jene der ersten Serie weit vor.

Botizului-Thal, Kalkzone von Kristina, Budyowska mała.

Biegt man aus dem Riu Vaser-Thale oberhalb Bardo in das Botizului-Thal um, so erreicht man im letztgenannten bald die früher erwähnte aus dem Riu-Thale hereinstreichende Zone von Quarziten, in deren Liegendem höher, von der Klause bachaufwärts, wieder die grünen Gesteine der Gneissformation zum Vorschein kommen. Ueber letzteren dagegen folgen, den steilen nach N. zur Kristina führenden Rücken zusammensetzend, die weisslichen glimmerarmen Phyllite der Schieferformation, die bis in die Nähe der Waldgrenze herrschen (siehe pag. 388). Wo sich dann der genannte Rücken flacher legt, treten etwas glimmerreichere, mitunter feldspathführende, dünnblättrigere Phyllite, resp. phyllitische Gneisse auf, in welchen ein kleines Vorkommen von Kieselschiefern zu constatiren wäre. Gleich weiter nördlich folgen concordant über den Phylliten (Gneissen) krystallinische Kalkbildungen.

Letztere bestehen aus feinkrystallinischen, weiss bis etwas bläulich gefärbten und zum Theil breccienartig zerfallenden Kalken, respective Dolomiten und den bekannten graublauen Kalkschiefern, die meist von wenigen weissen Kalkspathadern durchzogen sind. Die Kalkbildungen setzen einzelne kleine Felspartien zusammen, die fast kranzförmig die aus cretacischen Conglomeraten bestehende Kristina-Kuppe umgeben, und von den Conglomeraten überlagert werden.

Auf der Nordseite der Kristina treten mit den hochkrystallinischen Kalken sehr eisenschüssige und meist kalkhältige blutrothe Quarzite zum Theil mit Schieferstructur auf, welche ich hie und da in einzelnen kleinen Felsen und Blöcken beobachtete. Aehnliche und ausserdem noch andere, höchst eigenthümliche, zum Theil gelbliche, verrucanoartige, jenen aus der Pesti-Kalkzone entsprechende Quarzite, kommen auch auf der Westseite der Kristina mit krystallinischen Kalken vor.

Wenn auch die Aufschlüsse hier überall sehr mangelhaft sind und manche Bildungen, so z. B. die rothen Quarzite sehr befremden, so ist es bei einer genaueren Betrachtung nicht zu verkennen, dass man es hier mit einer und derselben, und zwar der oberen krystallinischen Kalkzone zu thun hat, die auf der Südseite der Kristina eine hoch-

krystallinische, auf der Nord- und Westseite derselben dagegen eine, speciell der Pesti-Kalkzone ähnliche Facies annimmt.

Die Zusammengehörigkeit und innige Verknüpfung der Quarzite mit den krystallinischen Kalken folgt auch aus der chemischen Untersuchung eines Handstückes von einem Felsen auf der Westseite der Kristina, den ich mir an Ort und Stelle als einen auffallend unreinen, schmutzig gelbbräunlichen Kalkfelsen notirte. Die Analyse ergab vorwiegend Quarz, der in Drusen und auch in Krystallen aufgewachsen erscheint, eine erhebliche Menge von Eisenoxydhydrat, Kalk und eine geringe Menge Magnesia, so dass das mit dem Quarz verbundene rhomboedrische Carbonat als ein kalkreicher Spatheisenstein bezeichnet werden kann.

Für die Parallelisirung der in Rede stehenden Kalkzone mit jener von V. Pesti und überhaupt mit den oberen krystallinischen Kalkzonen, spricht ausser gewissen petrographischen Momenten auch noch der Umstand, dass die Kristina-Kalkzone concordant über den Schichten der Schieferformation folgt, welch letzere von unten (V. Botizului) nach oben ein, man könnte fast sagen, immer mehr phyllitischeres, jüngeres Aussehen bekommt, was viel leichter in der Natur beobachtet, als in einer Beschreibung begründet werden kann.

Auch das nahe Vorkommen von Kieselschiefern und andererseits die Ueberlagerung durch Kreideconglomerate ist hier, mit Bezug auf die Verhältnisse im Gebiete der V. Pesti-Kalkzone, sehr bezeichnend.

Die sich stets wiederholende Gruppirung von gewissen Gesteinstypen (Kieselschiefer und krystallinische Kalke) und von ganzen geologischen Schichtcomplexen (krystallinische Kalkzonen und Kreidebildungen), die wir in V. Pesti, sowie auch hier auf der Kristina sehen und wiederholt anderwärts beobachten werden, ruft einen harmonischen Eindruck hervor.

Auf dem von der Kristina zum Bardeu (Pietrosu) hinführenden Sattelkamme, traf ich an einigen Stellen in geringer Mächtigkeit und schollenartiger Lage hochkrystallinische Kalke und abwechselnd glimmerarme, zum Theil weissliche Quarzschiefer an. Ob letztere dem Liegenden der Kalke, d. i. der Schieferformation angehören, oder aber noch den Quarzitbildungen der Kalkzonen entsprechen, ist schwer zu entscheiden. Es war übrigens in der mir zu Gebote stehenden Zeit nicht möglich alle Stellen genauer zu besuchen, sowie ich auch andererseits in dem gänzlich unbekannten Terrain, für welches keine Vorarbeiten vorlagen, erst mit der Zeit und im Masse der Ansammlung von Beobachtungen und Erfahrungen zu immer genaueren Schlüssen gelangen konnte und in der Folge auch manchmal diese oder jene, ursprünglich anders aufgefasste Ansicht nachträglich ändern musste. Die letztere Annahme scheint hier jedoch insoferne die wahrscheinlichere zu sein, als wenigstens ein Theil der erwähnten Quarzschiefer (Phyllite) der Kalkzone angehören dürfte.

Nördlich von der Kristina treten an der Budyowska mała dunkelgraugrüne Hornblende-Epidotschiefer (27) auf, die rhomboedrisches Carbonat führen und eine Einlagerungszone in, im Allgemeinen etwas glimmerreicheren Quarzphylliten bilden. Die Schichten fallen hier nach SW. unter den nördlichen Kalkzug der Kristina ein, zu welchem somit

die Hornblende-Epidotgesteine in einem ganz ähnlichen Verhältnisse verbleiben, wie dies bei jenen im Riu Vaser-Thale mit Bezug auf das Kalkvorkommen von Fatia Plaiului beobachtet wurde (pag. 394). Im Allgemeinen nimmt somit die Kristina-Kalkzone eine hangende Lage ein und füllt annähernd eine Mulde der Schieferformation, ähnlich wie die Repede-Kalkzone, aus.

Die erwähnten Hornblende-Epidotgesteine ziehen von der Budyowska mala nach O., wo wir sie gleich in dem, ein lehrreiches Profil bietenden obersten Albinec-Thale (Galizien), zwischen den Suligul- und Czywczyn-Alpen im Schichtverbande beobachten können.

Albinec-Thal, Kalkzone von Suligul und Suligŭli.

Im Albinec-Thale sieht man beim Hinaufsteigen in südwestlicher Richtung auf dem Grenzkamm, mehr weniger an der Stelle, wo sich der Albinec in das oberste Bachnetz verzweigt, zu unterst, an der Grenze mit Kreide, glimmerreiche, nicht selten feldspathführende Schiefer (Phyllite), die speciell jenen aus dem Riu Vaser-Thale zwischen Lunca Scradie und Balmos sehr ähnlich sind (pag. 394). Den Schiefern schaltet sich gleich höher eine, mehrere Zehntel Meter betragende Zone der erwähnten Hornblende-Epidotgesteine ein. Höher folgen (nach Verquerung einer wohl discordant lagernden Verrucanozone des Dyas) glimmerarme Quarzphyllite, hierauf, beim weiteren Hinaufgehen in südwestlicher Richtung, an der Waldgrenze, phyllitische Gneisse, die nur schmal entwickelt sind und speciell den hornblendeführenden Liegendgneissen (30) der V. Pesti-Kalkzone entsprechen (pag. 389).

Ueber letzteren tritt, stets mit concordanter Lage und südwestlichem Einfallen, eine etwa 15 Meter mächtige Zone der charakteristischen graublauen, nicht selten von weissen Calcit-Adern durchzogenen Kalkschiefern auf, die meist in kistchenförmige und wie geblätterte Blöcke zerfallen; hierauf höher eine schmale Zwischenzone von phyllitischen Schiefern, zuletzt, den Kamm einnehmend und ganz schwebend lagernd, weisse bis etwas bläuliche feinkrystallinische, zum Theil breccienartige, stellenweise viel milchweissen Quarz ausscheidende Kalke. Letztere lieferten jedoch, chemisch untersucht, eine Spur von Eisen, sehr wenig Thonerde, eine ziemlich grosse Menge von reinweissen krümeligen Quarzkörnchen, die nicht selten zu erbsengrossen Aggregaten verwachsen sind und eine sehr grosse Menge von Magnesia-Carbonat, so dass die Gesteine als ein ausgesprochener Dolomit zu bezeichnen sind. Nebst den Dolomiten dürften hier jedoch, ähnlich wie in anderen Fällen, auch dolomitische Kalke und Kalke vertreten sein.

Die Kalke (Dolomite) bilden hier eine Reihe von undeutlich geschichteten Felsen von meist bizarren, etwa an Lothfiguren erinnernden Formen, eine Verwitterungsform, wie sie nur bei den krystallinischen Kalkbildungen und speciell in diesem Theile des Gebietes ziemlich häufig zu beobachten ist.

Am östlichen Rande der in Rede stehenden Kalkzone beobachtete ich in einem unmittelbar an die Kreidescholle des Suligul angrenzenden schmalen, begrasten Terrainstreifen Stücke von gelblichen, fett sich anfühlenden phyllitischen Quarzglimmerschiefer mit wenig rhomboedrischem Carbonat. Dieselben stellen wohl nur eine Modification der grünlichen

Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat, resp. der Quarzite aus der V. Pesti-Kalkzone dar, und repräsentiren, wenn auch in geringer Mächtigkeit, die quarzitische Facies der Kalkzonen, wie dies auch auf der Karte ersichtlich gemacht wurde. In geringen Spuren wurden diese Schiefer auch zwischen den vorerwähnten Kalkfelsen hie und da bemerkt.

Abgesehen von den gelblichen Schiefern, weist somit die Suligul-Kalkzone wieder eine ausgesprochen hochkrystallinische Entwicklung auf und kann dieselbe auch direct mit der oberen Kalkzone von Pietrosu parallelisirt werden. Aus dem Umstande nun, dass die Suligul-Kalkzone im Hangenden eines Schiefercomplexes auftritt, dem sich in liegenderen Partien Hornblende-Epidotgesteine einschalten, welch letztere von hier auf die Budyowska mała hinüberstreichen, um daselbst in ein ähnliches stratigraphisches Verhältniss zu der Kristina-Kalkzone zu treten, wie hier — folgt, dass die Kalkzone von Suligul und Kristina wohl einem und demselben geologischen Horizonte angehört und somit auch der Unterschied zwischen den hoch- und minder krystallinischen Kalkzonen lediglich auf Faciesänderungen zurückzuführen ist.

Zu dem Zuge der Hornblende-Epidotgesteine von Budyowska-Suligul wären noch einige allgemeine Bemerkungen zu machen. [1])

Dieser Zug streicht vom Suligul noch weiter nach O., wo wir ihn später im obersten Lozdün- und Czeremosz-Thale antreffen werden. Er ist überall an die Schieferformation gebunden; die Gneissformation tritt hier überhaupt nirgends zu Tage. Es ist somit mit Sicherheit anzunehmen, dass sowohl in der Schieferformation, als auch in der älteren Gneissformation petrographisch ganz ähnlich entwickelte Gebilde, wie eben die in Rede stehenden Hornblende-Epidotgesteine (27 und 20), vorkommen können. Deshalb erscheint jetzt auch die frühere Zuzählung des in einigen Beziehungen an die Gneissformation erinnernden und in dieselbe auch gegen das Liegende allmälig übergehenden Schiefercomplexes, mit der Einlagerungszone von Hornblende-Epidotgesteinen, auf der Strecke von Lunca Scradie bis Balmos im Riu-Thale, zur Schieferformation um so wahrscheinlicher.

Aehnlich wie zwischen Lunca Scradie und Balmos sehen wir auch hier in der Nähe der Hornblende-Epidotgesteine glimmerreichere Phyllite auftreten und wurden speciell die Schiefer aus dem obersten Albinec-Thale direct mit jenen von Lunca Scradie parallelisirt. Da in dem ganzen übrigen, der Schieferformation zugerechneten Gebiete sonst nirgends mehr Hornblende-Epidotgesteine, noch auch ähnliche glimmerreiche Schiefer anzutreffen sein werden, so ist anzunehmen, dass, wo in der Schieferformation Hornblende-Epidotgesteine erscheinen, das sie begleitende Hauptgestein am glimmerreichsten wird und sich am meisten den eigentlichen Glimmerschiefern nähert. Dagegen scheinen im Bereiche der glimmerarmen Phyllite der Schieferformation die übrigens nur wenig verbreiteten grünlichen Albitgneisse (26), welche in typischer Entwicklung

[1]) Im krystallinischen Theile des nördlicher gelegenen Czywczyn, wo früher auch ein Bergbau, angeblich auf silberhältigen Bleiglanz in den Phylliten betrieben wurde (Alt l. c.), kommen vereinzelte Bergkrystalle vor. Es fand sich darunter ein Krystall, dessen Rhomboederfläche ausgezeichnet spiegelten, trotz des deutlichen schaligen Aufbaues, welcher auch die bekannten napfförmigen Vertiefungen auf den einzelnen Flächen nach sich gezogen hat.

und viel grösserer Verbreitung auch in der Gneissformation vorkommen, die Stelle von Hornblende-Epidotgesteinen zu vertreten.

Nach dieser Abschweifung kehre ich noch zur Suligul-Kalkzone zurück, um von hier über dem sich direct nach S. vom Grenzkamme abzweigenden Rücken, über welchen ein Fusssteig zur Suliguli-Sauerquelle führt, den Durchschnitt bis zur genannten Quelle fortzusetzen.

Gleich südlich von der Kalkzone beobachtet man am Pfade dunkle Quarzite mit weissen Quarzausscheidungen und Kieselschiefer in Spuren, dann in grösserer Verbreitung sehr quarzreiche, lichtgraue Gesteine mit undeutlicher Parallelstructur, die in Blöcken herumliegen. Letztere erweisen sich in Dünnschliffen als feldspatharme Gneisse mit braunem Biotit und vielen sehr kleinen Epidotkryställchen, in denen grosse Quarzindividuen porphyrische Einsprenglinge bilden (36). Die Quarzindividuen verleihen, auch makroskopisch betrachtet, dem Gneiss ein eigenthümliches, porphyrisches oder feinconglomeratisches Aussehen.

Das Gestein, welches in ähnlicher Ausbildung bis jetzt noch nirgends angetroffen wurde, erinnert einigermassen an die epidotreichen Gneisse (4) aus der oberen Abtheilung von Pietrosu, im Hangenden der Kalkzone (pag. 369), und dürfte dasselbe auch hier allem Anscheine nach das Hangende der Suligul-Kalkzone bilden. Diese Gneisse werden wir später noch einige Male, und zwar mitunter auf Stellen vorfinden, wo man Kalkbildungen gänzlich vermisst. Da sie ausserdem überall nur eine locale Entwicklung aufweisen und man z. B. auch hier, gleich gegen NW. im Streichen, am Piciorn lungu-Kamme nur glimmerarme Quarzphyllite antrifft, die man, was rein petrographische Ausbildung anbelangt, ebenso gut den Quarzitbildungen der Kalkzonen selbst, wie auch dem Liegenden von letzteren, nämlich der Schieferformation zurechnen könnte, so ist eine sichere Horizontirung dieser Gneisse wie auch der erwähnten Quarzphyllite nicht leicht möglich. Die Bildungen wurden daher vorläufig der krystallinischen Kalkzone zugerechnet und als quarzitische Facies derselben auf der Karte bezeichnet. Für die letztere Ansicht würde andererseits auch der Umstand sprechen, dass am Picioru lungu, weiter gegen SW., die genannten Phyllite gegen das Hangende in gröbere Quarzite und Quarzbreccien übergehen, die schon ziemlich deutlich dem Verrucano der Dyas entsprechen (siehe folgende Abschnitte *B* u. *C*) und über welch letzteren dann auch Kalkschollen von triadischem Typus erscheinen. (Vergl. Karte Taf. VI.)

Für die sichere Parallelisirung letzterer Bildungen mit Verrucano, resp. mit der Trias liegen hier zwar, mit Ausnahme einer petrographischen Uebereinstimmung, keine directen Beweise vor. Wir werden jedoch später, insbesondere nach Besprechung einiger lehrreicherer Beispiele, nothwendig zu der Annahme geführt werden, dass in der Wirklichkeit in gewissen Fällen Verrucano und Triasbildungen direct im Hangenden von krystallinischen Kalkzonen auftreten können — nachdem bereits früher die Ansicht vorausgeschickt wurde, dass alle oberen krystallinischen Kalkzonen, wie überhaupt auch alle Hangendcomplexe des krystallinischen Gebirges zum Mindesten von den oberen Kalkzonen angefangen, als metamorphosirte paläozoische Schichten zu betrachten sind (pag. 381 u. f.).

Höchst auffallend ist es immerhin, dass, während z. B. am Pietrosu über der oberen Kalkzone ein mächtiger Complex von hochkrystallinischen Schiefern folgt, am Picioru lungu die obere Schieferabtheilung, falls man hier diese als vertreten annimmt, nur angedeutet wird und aus Phylliten, resp. Gneissen (36) besteht, die nach oben in Verrucano übergehen, während wieder in anderen Fällen, wie wir später sehen werden, selbst diese Andeutungen einer oberen Abtheilung fehlen und die Kalkzonen direct und unmittelbar vom Verrucano überlagert werden. Ohne dies näher erklären zu können, soll jedoch die Thatsache an und für sich betont werden, dass im ersteren Falle, am Pietrosu nämlich, auch der oberen Kalkzone eine durch und durch hochkrystallinische Entwickllung zukommt, während in den anderen Fällen die Kalkzonen im Masse, als sie eine hangende Lage annehmen, ihr hochkrystallinisches Aussehen meist mehr oder weniger einbüssen. Halbkrystallinische Bildungen und echte Sedimente wurden eben nur in den ganz schwebend lagernden Kalkzonen beobachtet.

Auf dem weiteren Wege zur Suliguli-Quelle verquert man an einigen Stellen kleine Schollen von Kreide-Sandsteinen und Conglomeraten, die zum Theil direct im Hangenden, zum Theil in nächster Nähe der krystallinischen Kalkzone lagern. In letzterer treten schliesslich wieder massigere krystallinische Kalke auf, die einzelne schwebende Felsgruppen bilden und hier etwa den Gegenflügel der Kalkzone vom Suligul-Kamme markiren dürften, ähnlich wie dies auf der Süd- und Nordseite der Kristina der Fall war.

Wir sehen somit, dass auch hier die schon mehrfach beobachtete und noch zu beobachtende Erscheinung eintritt, dass nämlich Kreidetransgressionen (deren geologisches Alter sich später an einigen Stellen wird auf Grund von Fossilienfunden direct bestimmen lassen), insbesondere in Gebietszonen krystallinischer Kalke auftreten oder umgekehrt, dass krystallinische Kalkbildungen in den meisten Fällen entweder in der Nähe, oder direct im Liegenden von Kreideschollen erscheinen. Die, in grossen Zügen betrachtet, ähnliche Verbreitung der einen und der anderen Bildungen, dann der Umstand, dass in vielen Fällen die krystallinischen Kalke gar nicht von den benachbarten Kreideschollen überlagert werden, schliesst die Annahme aus, als hätten letztere etwa die Rolle einer Schutzdecke gespielt, unter der sich die krystallinischen Kalke erhalten haben, während sie wo anders verschwunden sind. Es ist vielmehr anzunehmen, dass dies nur Folge einer schon zur Kreidezeit bestehenden und dem entsprechenden Formationsanlage des alten Gebirges war. Die Thatsache des, um sich so auszudrücken, gegenseitigen Sichaufsuchens von Kreide- und krystallinischen Kalkbildungen ist im ganzen Gebiete eine so allgemeine Erscheinung, dass man schon aus diesem Grunde allein in den meisten Fällen auf das gegenseitige Alter dieser Bildungen schliessen könnte.

Beim Hinabsteigen zu der erwähnten Suliguli-Sauerquelle erreicht man dann wieder eine grössere Kalkzone, in welcher eben die erwähnte Quelle zum Vorschein kommt.

Längs dem nur sehr mangelhafte Aufschlüsse bietenden Waldwege, beobachtete ich anfangs in dieser Kalkzone wiederholt folgenden Gesteinswechsel: massigere feinkrystallinische Kalke (resp. Dolomite), hie und

da mit Ausscheidungen von milchweissem Quarz; graublaue Kalkschiefer; Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat und lichtere, zum Theil phyllitische Quarzite.

In dem dagegen von der Quelle nach NO. sich hinaufziehenden Thale des Suliguli d. s., ändert sich die Facies der Kalkzone nicht unwesentlich. Es wurden hier folgende Gesteine beobachtet, die mit einem reichlichen Schutte das Bachbett bedecken: graue bis dunkelgraue Quarzite, meist mit Glimmer und kohligem Staube auf den Trennungsflächen; untergeordneter graue sandsteinartige Kalkglimmerschiefer und fast schwarze, zum Theil abfärbende, stark durch organische Substanz verunreinigte und verschiedene Silicate führende Kalkglimmerschiefer (Glimmer in äusserst feinen Schüppchen) — somit insgesammt Bildungen, wie sie in der Repede-Kalkzone vorkommen und, mit Ausnahme von letzteren Schiefer, auch die Sniapenu- und Botizului-Zone des Riu-Thales zusammensetzen. Ausserdem: graublaue Kalkschiefer; grünliche, fett sich anfühlende Glimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat; einzelne Blöcke einer hier uns zum ersten Male entgegentretenden echten Breccie, die aus Fragmenten der obigen Kalk- und Glimmerschiefer besteht[1]); ferner phyllitische Glimmerschiefer und die blutrothen Kristina-Quarzite, die hie und da in einzelnen Stücken vorkommen. Schliesslich treten hier auch in ziemlicher Mächtigkeit massigere, feinkrystallinische Kalke (Dolomite) auf, die in kleineren Felsen anstehend, vorwiegend das rechte Bachufer begleiten.

Ein solcher Kalkfelsen erhebt sich auch gleich oberhalb und nördlich von der Sauerquelle im Walde. Die Quelle selbst, die sehr kohlensäurehältig und eine der stärksten im Gebiete ist, dringt in dunklen Quarziten, in denen auch Kalklagen zu beobachten sind, hervor.

Von der Quelle bachabwärts ändert sich die Facies der Kalkzone wieder insoferne, als die dunklen Gesteine immer mehr zurücktreten und, so insbesondere auf der bewaldeten Anhöhe am rechten Ufer, gelbliche Quarzite (V. Pesti-Zone) in den Vordergrund treten, welche sich theilweise durch eine reichlichere Aufnahme von Glimmer und andererseits von rhomboedrischen eisenhältigen Carbonaten den phyllitischen Glimmerschiefern, resp. solchen, die rhomboedrische Carbonate führen, mehr oder weniger nähern. Sie wechseln mit den eigentlichen krystallinischen Kalkbildungen ab, die jedoch hier gegen die gelblichen Quarzite weit zurücktreten und sich vorwiegend nur in einzelnen schwebenden Felsen erheben.

Auch noch im Riu Vaser-Thale selbst treten am rechten Ufer in geringer Mächtigkeit die feinkrystallinischen, breccienartigen Kalke (Dolomite, nach einer chemischen Untersuchung) auf. Sie sind dort durch organische Substanz mehr oder weniger verunreinigt und grau gefärbt und erscheinen in Blöcken aufgelöst, zwischen welchen an einer Stelle auch ein ganz geringes Vorkommen von schwarzen Kalkglimmerschiefern zu constatiren wäre.

Nach dem Gesagten ist anzunehmen, dass in der Suliguli-Kalkzone sich mehrere charakteristische Bildungen vereinigen, die wir vorher in

---

[1]) Echten Breccien werden wir später auch in den Kieselschiefer-Einlagerungen und in hangenden Schichten der Schieferformation begegnen.

den einzelnen Kalkzonen (Repede, Sniapenu, V. Pesti, Kristina) beobachtet haben. Wir sehen hier eine eigenthümliche Verknüpfung der eigentlichen hochkrystallinischen Kalkfacies mit der quarzitischen Facies, wobei letztere wieder sowohl die lichte (V. Pesti), wie auch die dunkle (Repede) Abänderung umfasst. Wir finden hier sozusagen eine allgemeine Summarisirung der vorher erwähnten Kalkzonen-Facies, weshalb auch deren Zuzählung zu einem und demselben geologischen Horizonte jetzt umso mehr an Glaubwürdigkeit gewinnt.

Der Umstand, dass die massigen krystallinischen Kalke nicht selten in schwebenden Felsen erscheinen, unter denen sich, dem Anscheine nach, nur Quarz- und Schieferbildungen lagern, wirkt zwar anfangs sehr befremdend ein und lässt unwillkürlich, wie dies schon gelegentlich der Beschreibung der Repede-Kalkzone bemerkt wurde (pag. 378), an die später zu erwähnenden Triaskalke mit ihrer Verrucano-Unterlage denken. Eine ähnliche Annahme ist indess in allen diesen Fällen gänzlich auszuschliessen, wenn auch immerhin zwischen den betreffenden Formationen, wie dies schon vorher gesagt wurde, keine grosse Altersdifferenz anzuschlagen ist. Es sind vielmehr die in Rede stehenden Kalk- und Quarzbildungen stets als eine geologische Formationseinheit zu betrachten und die mitunter frappirende Lage der Kalke vor Allem auf Erosionserscheinungen zurückzuführen. Die entgegengesetzte Ansicht, dass man es nämlich in diesen Fällen eventuell auch mit Dyas- und Triasbildungen zu thun hat, würde in der Natur nur auf Widersprüche stossen, und würde man z. B. ganz in Zweifel bleiben, wo man dann die hangenden Schichtcomplexe, denen wir später begegnen werden und die viel deutlicher dem Verrucano, resp. der Trias entsprechen, hinstellen sollte. Es ist daher an der Trennung der Kalkzonen von den Verrucano- und Triasbildungen festzuhalten, womit jedoch nicht gesagt werden soll, dass erstere nicht auch einer tieferen Stufe der Dyas entsprechen können.

In der Suliguli-Kalkzone wurde noch gleich unterhalb der Quelle im Bachbette ein kleiner Felsen eines Eruptivgesteines beobachtet, über dessen nähere Beziehungen zu den Gesteinen der Umgebung hier keine directen Anhaltspunkte gewonnen werden konnten. Das Gestein entspricht jenem von Sniapenu (pag. 398). Auf dieses merkwürdige Auftreten von Eruptivgesteinen im Bereiche von krystallinischen Kalkzonen, werde ich noch später zu sprechen kommen und werden sich die betreffenden Verhältnisse an anderen Stellen aufklären.

Ueber die Gegend der Suliguli-Quelle schreibt v. Alth (l. c. pag. 11) Folgendes: „Die Quelle .... tritt aus Glimmerschiefer und zwar an der Grenze zwischen gewöhnlichen quarzigen und einem schwarzgrauen talkigen Schiefer hervorkommend".

Der letztere dürfte mit den vorher erwähnten dunklen Schieferbildungen identisch sein.

Im Liegenden der Suligruli-Kalkzone treten dann im Riu Vaser-Thale, ähnlich wie im V. Pesti, auf der Kristina und am Suligul, die Phyllite der Schieferformation auf. Alle diese Kalkzonen lagern concordant über den Phylliten; wenigstens spricht keine von den gemachten Beobachtungen dagegen. Es ist daher schon aus diesem Grunde allein im Vorhinein anzunehmen, dass die übrigen Kalkzonen des Riu-Thales,

und zwar jene von Sniapenu und V. Botizului, die mit Ueberspringung der ganzen Schieferformation unmittelbar über den Schichten der Gneissformation zu liegen kommen, eine discordante Lage einnehmen dürften.

Während jedoch bei der Kristina-Kalkzone zwischen dieselbe und die Gesteine der Gneissformation (im V. Botizului) sich die Schieferformation in einer bedeutenden Entwicklung, die annähernd ihrer durchschnittlichen Mächtigkeit entspricht, einschiebt und daselbst auch die Uebereinanderfolge der Gneiss-, Schieferformation und der Kalkzone als eine regelmässige und concordante bezeichnet wurde, erscheint hier, zwischen der Suliguli-Kalkzone und der Gneissformation am Riu Vaser-Flusse die Schieferformation ganz schmal entwickelt. (Vergl. auch Karte, Taf. VI.) Ob dies im letzteren Falle Folge einer verticalen Verschiebung ist (wir befinden uns hier auch genau in der Verlängerung der später zu erwähnenden grossen Farcheu-Eruptionslinie), oder ob hier die Suliguli-Kalkzone in ihrem südlichen, unterem Theile auch schon auf die Phyllite der Schieferformation discordant übergreift, ist bei Mangel an natürtlichen Profilen schwer zu entscheiden.

Bevor wir von Suliguli das Riu Vaser-Thal hinaufgehen, ist es zweckmässiger früher noch das oberhalb von Fajna in den Riu Vaser von NO. einmündende Lozdun-Thal in Kürze zu beschreiben.

Lozdun-Thal, Kalkzone von Lozdun und Borkut (Grenzkamm).

An der Mündung des genannten Baches stehen glimmerarme Quarzphyllite an, die höher im Thale glimmerreicher werden, bis man an der starken Krümmung des Baches nach NO. die charakteristischen weisslichen Quarzphyllite [Crecela-Schiefer, bei (23)] erreicht, die früher schon, so z. B. auf der Südseite der Kristina, beobachtet wurden. Die weisslichen Phyllite, die in horizontaler Richtung eine markirte Zone bilden, quer auf das Streichen jedoch allmälig in die glimmerreicheren übergehen, begleiten felsenbildend längere Zeit die Thalgehänge und veranlassen stellenweise kleinere Stromschnellen.

Höher, wo der Bach wieder in eine nordöstliche Richtung umbiegt, treten plötzlich gelbliche Quarzite, vom Typus jener aus der V. Pesti-Kalkzone, auf. An einer Stelle am Waldrande (linkes Ufer) beobachtete ich hier auch ein Vorkommen von röthlichen Quarziten mit Knoten und Linsen von weissem Quarz und mit untergeordneten Glimmereinlagerungen. Diese Quarzite bilden wohl nur eine Varietät der ersteren gelblichen, und wurden ähnliche, grobkörnige (verrucanoartige) Quarzite, abgesehen von der abweichenden Färbung, auch in der Pesti-Zone beobachtet.

Höher im Thale gehen dann die gelblichen Quarzite in ähnlich gefärbte, sich fett anfühlende Quarzglimmerschiefer mit rhomboedrischem Carbonat über, welch' letztere ganz jenen entsprechen, die wir vorher in der Suligul-Kalkzone, am Grenzkamme, gesehen haben (pag. 401). Die Schiefer stehen hier auch im Schichtverbande an, zeigen jedoch ein sehr schwankendes und undeutliches Einfallen. In ihrem Liegenden treten thalaufwärts wieder die Phyllite und zwar die glimmerreicheren der Schieferformation auf, die jedoch in dem dicht bewaldeten Terrain längere Zeit hinauf fast gar keine Aufschlüsse bieten.

Wenn auch im Lozdun-Thale und speciell im Bereiche der Zone von gelblichen Quarziten und Schiefern mit rhomboedrischen Carbonaten, nirgends eigentliche Kalkbildungen beobachtet wurden [1]), so sind dennoch erstere mit Sicherheit als zu einer krystallinischen Kalkzone (quarzitische Facies) gehörig, und diese hier ausschliesslich repräsentirend, zu betrachten. Es treten auch in dieser Zone, im nordwestlichen Streichen von hier, so am Luston, Borkut u. s. w., in grösserer Verbreitung feinkrystallinische Kalke (Dolomite), untergeordneter auch graublaue Kalkschiefer, in schwebenden Felspartien (die stellenweise an Lothfiguren erinnern) auf, während gleichzeitig nach der genannten Richtung hin die Quarzbildungen immer mehr zurücktreten.

Im weiteren Verfolg des Lozdun-Baches thalaufwärts traf ich dann an der Stelle, wo ein kleiner Seitenbach von NO. kommend einmündet — es führt auch von hier ein Nebenrücken direct nach NO. zu der krystallinischen Kalkzone am Lozdun-Grenzkamme 1600 Meter hinauf — dunkel graugrüne Hornblende-Epidotgesteine an, denen wir vorher im Streichen im Albinec-Thale und auf der Budyowska mała begegneten. Dieselben stehen hier in einem ähnlichen stratigraphischen Verhältnisse zu der quarzitischen Kalkzone im Lozdun-Thale und andererseits zu jener, die wir gleich oben am Lozdun-Grenzkamme antreffen werden, wie auch an den erstgenannten Localitäten mit Bezug auf die Kristina- und die Suligul-Kalkzone.

Aus dem Lozdun-Thale sich nach NO. wendend trifft man beim Hinaufgehen über den erwähnten Nebenrücken dünnstenglig blättrige, sehr quarzreiche, glimmer- und feldspatharme, phyllitische Gneisse an, die etwas röthlich gefärbt sind und über denen dann höher feinkrystallinische Kalke (Dolomite) folgen. Letztere bilden am Lozdun-Grenzkamme einige grössere Felspartien von zum Theil bizarren Formen. In den Kalken scheidet sich hier stellenweise milchweisser Quarz reichlich aus, der zum grossen Theil auch dickblättrig geschiefert erscheint.

Am Grenzkamme herrschen, unmittelbar nördlich von der grösseren (östlichen) Kalkpartie, die bekannten porphyrartigen Gneisse (36, Suligul pag. 403), dann weiter nördlich glimmerarme Quarzphyllite, zwischen welchen sich auf mehreren Stellen auch schwärzliche Kieselschiefer bemerkbar machen. Wo hierauf der Grenzkamm auf einer kurzen Strecke (zwischen Lozdun und Luston) eine ost-westliche Richtung annimmt, und von wo ganz kleine krystallinische Kalkvorkommen zu erwähnen wären, sind auch nebst Quarzphylliten die porphyrartigen Gneisse in geringer Verbreitung zu finden. Letztere nehmen hier jedoch zum Theil auch eine ausgesprochen dünnblättrige Structur an, wobei man aber in denselben die kleinen Quarzlinsen niemals vermisst. Die Gneisse grenzen hier im N. mit einem schmalen Streifen von Verrucano-Bildungen und da die einen wie auch die anderen Gesteine nur in losen Blöcken und Gesteinsstücken anstehen, ist es nicht leicht die Grenze zwischen denselben zu bestimmen.

Die charakteristischen Gesteine, denen wir bis jetzt auf dem Wege aus dem Lozdun-Thale auf den Grenzkamm begegneten, haben wir vorher in derselben Reihenfolge im Profile der Suligul-Kalkzone,

[1]) v. Alt (l. p. pag. 11) beobachtete in dem im W. benachbarten Fajna-Thale „graue Kalksteine" ebenfalls erst nahe am Grenzkamme.

d. i. auf dem Wege aus dem Albinec-Thale gegen SW., somit nach einer entgegengesetzten Richtung, verquert. Es ist daher hier ein entgegengesetztes Verflächen der Schichten, nämlich nach NO. anzunehmen, was indess in Folge sehr mangelhafter Aufschlüsse nicht direct constatirt werden konnte. Selbst das Zusammengrenzen der porphyrartigen Gneisse und Quarzphyllite mit Verrucanobildungen am Grenzkamme, ist hier ganz dem Falle am Piciorn lungu (pag. 403) analog. Die Triaskalke des Piciorn lungu fehlen zwar hier, doch dürften sich dieselben unter der sich nördlich anlagernden Kreidedecke befinden, indem auch gleich im NW. im Streichen von hier, auf der Popadia, Triaskalke auftreten.

Wir kehren jetzt nach Suliguli zurück und setzen den Durchschnitt im Riu-Thale bis zu den Quellen des Flusses fort.

Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale von Suliguli flussaufwärts.

Die Grenze zwischen der älteren Gneissmasse und der jüngeren Schieferformation unterhalb Suliguli fällt fast genau mit der grossen knieförmigen Biegung des Riu Vaser zusammen, die den Fluss in zwei grosse, fast unter einem rechten Winkel zusammenstossende Schenkel theilt. Der Oberlauf des Flusses ist nach WNW., der Unterlauf im Allgemeinen nach SW. gerichtet.

Das obere Riu-Thal ist im Allgemeinen ein Längsthal und annähernd als eine Längsspalte zu bezeichnen, indem die Schichten fast constant, am rechten Ufer nach NO., am linken nach SW. verflächen — wo überhaupt ein Einfallen sichergestellt werden konnte, da in dem offenen Thale des oberen Riu Vaser die Schichten wenig zur Felsbildung neigen und meist nur mit Schutt bedeckte Gehänge bilden. Da man im Thale vorwiegend dem Streichen der Schichten folgt, so bewegt man sich in demselben abwechselnd zwischen glimmerarmen und glimmerreicheren Phylliten (22, 23), wobei jedoch erstere im Allgemeinen überwiegen.

In grösseren Abständen und wiederkehrend treten im Thale mit den Phylliten untergeordnet auch feldspathreiche, mehr weniger röthlich gefärbte Gneisse (37), die bis jetzt noch nicht beschrieben wurden, auf. Man trifft sie zuerst unterhalb von Fajna am Fusse des Obcina Negriloru-Rückens (linkes Flussufer) an, wo sie sich durch eine feine Parallelstructur auszeichnen; dann höher, kurz vor Macarlau (rechtes Ufer), dort in mehr stenglig blättriger Ausbildung; später unterhalb der Cataramei-Mündung auf dem rechten Thalgehänge, wo sie granulitartig entwickelt sind. Schliesslich beobachtete ich ähnliche, stenglig-flasrige Gneisse auch hoch oben am Stenisioru-Sattel (gleich südlich von der Südspitze Galiziens), woselbst in deren Hangendem gegen N. die Fatia Banului-Kalkzone, im Liegenden dagegen die Crecela-Phyllite folgen.

Es ist nun sehr wahrscheinlich, dass diese Gneisse einem und demselben, und zwar nach dem Stenisioru-Profile zu schliessen, einem hangenderen Horizonte der Schieferformation angehören und vorwiegend an die Varietät der glimmerarmen Phyllite gebunden sind. Hieher dürften auch die ähnlich gefärbten, jedoch viel quarzreicheren Gneisse gehören, die wir früher im Liegenden der Lozdun-Kalkzone (pag. 408) antrafen und bald wieder im Liegenden der Necladu-Kalkzone (NO. v. Macarlau) beobachten werden.

Die in der petrographischen Uebersicht erwähnten dünn- und dickblättrigen Gneisse dagegen (24, 25), welche bereits auf dem Baitia-Rücken beobachtet wurden und in anderen Gebietstheilen überhaupt häufig vorkommen, scheinen in der in Rede stehenden Zone des Riu Vaser-Gebietes zu fehlen und in den obigen röthlichen Gneissen ihre Vertreter zu haben. Auf letzteres könnte man wenigsten aus dem folgenden Vorkommen in der Umgebung von Macarlau, im Riu-Thale, schliessen.

Gleich oberhalb von Macarlau nämlich stehen an der Purului-Mündung die bekannten dickblättrigen weisslichen Phyllite an. Sie werden höher (rechte Thalseite) glimmerreicher und übergehen bald, und zwar allmälig, in grobblättrige feldspathreiche, schwach röthlich gefärbte Gneisse, in denen Feldspath auch in grösseren deutlich wahrnehmbaren Individuen (Baitia-Kamm, pag. 388) und ausserdem kleine Granaten erscheinen und die somit gleichsam eine Mittelbildung zwischen den röthlichen (37) und den dickblättrigen Gneissen (25) darstellen. Sie enthalten auch rhomboedrische Carbonate, indem sie mit Säuren behandelt schwach brausen.

Es wäre hier vielleicht am Platze, einiges über das Vorkommen von Granaten im Gebiete zu bemerken.

Dieselben treten nirgends in bezeichnender Menge auf, spielen im Allgemeinen nur eine sehr untergeordnete Rolle und sind an keine Abtheilung der krystallinischen Gesteine ausschliesslich gebunden, scheinen jedoch der unteren Schieferabtheilung (Rodnaer Alpen) gänzlich zu fehlen. In den Rodnaer Alpen kommen sie am Pietrosu sowohl in den Schiefern der mittleren, wie auch jenen der oberen Abtheilung vor, wenn sie auch in der letzteren etwas häufiger als in der ersteren sind. In der krystallinischen Nordzone, die fast ganz der mittleren Abtheilung zugezählt wird, erscheinen sie stellenweise sowohl in den Gesteinen der Gneiss- wie auch in jenen der Schieferformation. In der Bukowina dagegen, wo nach Paul (l. c.) das krystallinische Massiv in zwei Abtheilungen, nämlich in die der unteren Quarzite und die der oberen Glimmerschiefer zerfällt, enthalten letztere an sehr vielen Punkten in bedeutender Menge Granaten, was daselbst eben für die obere Abtheilung bezeichnend ist.

Kalkmassen der Piatra Arsa, des Necladu und Coman.

Eine Seitenexcursion aus dem Riu-Thale in das vorerwähnte Purului-Thal bringt uns bald zu der krystallinischen Kalkzone der Piatra Arsa (verbrannter Felsen), in deren Streichen im O. und SO. die Kalkzonen des Necladu und Coman auftreten. In diesen Zonen erreichen überall die massigeren Kalke eine sehr bedeutende Entwickelung und krönen mit mächtigen Felswerk von schwebender Lage die glätteren, dichtbewaldeten Schiefer-Rücken, wodurch sie auch orographisch hervorstechen.

Die Kalkzone der Piatra Arsa erreicht an einer Stelle fast schon die Sohle des Purului-Thales, streicht jedoch nicht auf die linke Thalseite hinüber. Gleich höher in diesem Thale wäre auch noch ein kleines Kieselschiefervorkommen zu verzeichnen.

Manche interessante Beobachtung sammelte ich auf dem Necladu, den ich von O., von Coman kommend und zwar nur mit Mühe erreichen konnte.

Auf der Ostseite desselben traf ich zu unterst feinkrystallinische, meist gelblich verwitternde Kalke und bald hierauf, beim Aufstieg, grüne, stellenweise auch roth gefärbte Schiefer. Die Schiefer, besonders die grünen, sind kalkhältig und enthalten Quarz und wenig fein vertheilten Glimmer. Die rothen Schiefer wären am ehesten mit den blutrothen Quarziten der Kristina-Kalkzone, die grünen, trotz ihres eigenthümlichen und minder krystallinischen Aussehens aber, mit den, rhomboedrische Carbonate führenden Glimmerschiefern der Kalkzonen zu parallelisiren. Es spricht dafür auch der Umstand, dass diese Schiefer höher mit den bekannten graublauen Kalkschiefern der krystallinischen Kalkzonen in Verbindung treten und mit denselben abwechseln. Im Allgemeinen hat man es hier, wie in anderen ähnlichen Fällen, wohl nur mit einer einheitlichen krystallinischen Kalkzone zu thun.

Das Einfallen der Schichten ist nach NO., insoferne man dies nach den mangelhaften Aufschlüssen beurtheilen kann.

Höher, bereits am Kamme, erscheinen wieder massigere, stellenweise breccienartig zerfallende Kalke, die dann über den ganzen Kamm des Necladu und bis an dessen westlichen Fuss ununterbrochen andauern, sowie dieselben überhaupt weit vorwiegend die Masse des Necladu zusammensetzen. An dem letzterwähnten Necladu-Fusse beobachtete ich hierauf im Liegenden der Kalkmassen die röthlichen quarzitischen Gneisse (pag. 408 und 409).

Der gewaltige Necladu-Kalkfelsen, der auf den Flanken stellenweise mit senkrechten Wänden abstürzt, liegt noch ganz in der Waldregion. Seinen annähernd plateauartigen Kamm bedeckt ein mehr zerstreuter Bestand von schönen Nadel- und Laubbäumen und es füllen ganze Legionen von dichtem Unterholz *(Rubus, Ribes petraeum*, letztere im ganzen Gebiete nur hier in solcher Menge, u. s. w.) die waldfreien Räume aus. Die zierliche Pflanzenwelt der Felsabstürze umfasst seltene Species, wie überhaupt im ganzen Gebiete die Kalkflora die charakteristische ist und, dem geologischen Alter zu Trotze, auf den Eocen-, Jura-, Trias- und den krystallinischen Kalken, mitunter bei ziemlich bedeutenden Höhendifferenzen, der Mehrzahl nach dieselben Species gedeihen lässt.

Die Necladu-Flora bildet annähernd eine Oase in dem eintönigen Fichtenwald-Gebiete des Riu Vaser und trägt ganz das Gepräge von Urwüchsigkeit. Den Necladu dürfte vorher kaum ein Mensch besucht, wenigstens seinen Kamm der Länge nach verquert haben. Einen echten Bärensteig und viele andere Zeichen des Hausens eines Bären traf ich hier, der am Necladu ein trautes und ungestörtes, allem Anscheine nach stabiles Heim gefunden haben dürfte. Den Bären bekam ich nicht zu Gesichte, doch hörte ich einmal, tiefer im Walde, den Boden dumpf ertönen und das Waldholz krachen, als hätte sich ein Elephant daselbst den Weg gebahnt. Aehnliches erzählte mir auch mein Begleiter, der mit dem Gebäck am Coman zurückblieb. [1])

In der vom Necladu östlich gelegenen Coman-Kalkzone beobachtete ich anfangs (wo das „C“ des Wortes Coman auf der Karte steht) im geringer Verbreitung die graublauen Kalkschiefer und Stücke von lichten

[1]) Eine bedeutende Anzahl von Rindern und Schafen fällt im Gebiete jahrjährlich den Bären während der Alpenweidezeit zum Opfer.

Kalkglimmerschiefern; in den Kalken (Dolomiten) des nordwestlich gelegenen Rotundul stellenweise Ausscheidungen von milchweissem Quarz.

Im Allgemeinen tritt in den jetzt besprochenen Kalkzonen die massige Entwicklung der Kalke (Dolomite) sehr in den Vordergrund.

Wir kehren jetzt in das Riu Vaser-Thal zurück, um zum Schlusse noch den obersten Flusslauf, von der Coman-Klause bis zu den Quellen zu begehen.

Oberstes Riu Vaser-Thal, Kalkzone von Fatia Banului.

Das Thal nähert sich auf dieser Strecke mehr einem Querthale, indem der fast genau von O. nach W. fliessende Riu Vaser die Streichungsrichtung der Schichten unter einem nur wenig spitzen Winkel verquert.

Unterhalb der Coman-Klause herrschen glimmerarme, mehr weniger weissliche Quarzphyllite, die höher in der Umgebung der Klause von glimmerreicheren dünnblättrigeren Quarzphylliten abgelöst werden u. s. w. Oberhalb der Klause, bevor man die Einmündung des Sniapin-Baches erreicht, erscheinen auf einer kurzen Strecke grüne feinkörnige Gesteine, die mit einem reichlichen Schutte das linke Flussufer-Gehänge bedecken. Sie führen rhomboedrische Carbonate, indem sie in Säuren behandelt schwach brausen.

Nach einem Dünnschliff ist das Gestein ein ausgesprochener Gneiss, reich an Quarz und an grösserem, frischen, wasserklaren Feldspath, der selten eine grobe Zwillingsstreifung zeigt; Formandeutungen sind selten; es ist sehr reich an verhältnissmässig grossen Einschlüssen von Epidot, Kaliglimmer und einem grünen Biotit. Ausserdem sind ein grüner Biotit, vereinzelte Muscovitblättchen und Epidot als das Gestein zusammensetzende Minerale anzuführen; der letztere erscheint in Körner und häufig in kurzen gedrängten Formen, fast farblos. Die Zusammengehörigkeit des in Feldspath eingeschlossenen und das Gestein massenhaft durchschwärmenden Epidots unterliegt keinem Zweifel.

Das Gestein nähert sich somit sehr den typischen Albitgneissen (vergl. 18 und 26). Ob es hier, ähnlich wie am Baitia-Kamme (pag. 388), dem Complexe der Schieferformation angehört, oder aber der hier etwa in einem kleinen Aufbruche zum Vorschein kommenden Gneissformation zuzuzählen ist, ist schwer zu entscheiden. Einem ähnlichen zweifelhaften Falle begegneten wir bereits vorher in Lunca Scradie (pag. 393).

Oberhalb der Sniapin-Mündung, wo wieder Phyllite herrschen, beobachtete ich an einer Stelle die früher schon angeführten röthlichen Gneisse (37). Gleich höher treten hierauf, stellenweise das Flussbett durch Felsbildungen einengend und kleinere Stromschnellen veranlassend, weissliche grobklotzig zerfallende Crecela-Schiefer — die mehr erwähnte Varietät der Phyllite — auf. Letztere erreichen hier ihre typischeste Entwickelung. Sie streichen gegen SO. auf die Crecela hinüber, während wir andererseits die Zone dieser Phyllite vorher, im nordwestlichen Streichen von hier, im Lozdun-Thale verquert haben.

Das Thal selbst beherrschen die weisslichen Phyllite bis zu der Stelle, wo sich der Riu Vaser in die zwei obersten Arme (direct westlich von der Fatia Banului) theilt.

Dem von Fatia Banului kommenden Bache folgend, traf ich höher an einer Stelle ein geringes Vorkommen von schwärzlichen

Kieselschiefern, jenen charakteristischen Vorboten krystallinischer Kalkzonen, an. Ausserdem beobachtete ich im Bachschutte Stücke von grünen, kleine Granaten führenden Schiefern mit riefiger Oberflächenbeschaffenheit (38), die ich auch höher, längs der Fatia Banului-Kalkzone hie und da, so z. B. auch am Stenisioru-Sattel, überall jedoch nur in geringer Mächtigkeit antraf. Letztere nähern sich den Schiefern der mittleren und oberen Abtheilung von Pietrosu, stehen aber andererseits durch Mittelformen mit den in der Nordzone vorherrschenden dünnblättrigeren glimmerreicheren Phylliten (22) in Verbindung, die ebenfalls nicht selten eine grünliche Färbung u. s. w. zeigen (siehe petrogr. Uebers., pag. 386).

In dem erwähnten Bachthale sammelte ich dann höher auch Stücke von grünen Glimmerschiefern mit rhomboedrischen Carbonaten, die ich zwar nirgends im Schichtverbande antraf, die aber jedenfalls bereits der höher folgenden krystallinischen Kalkzone der Fatia Banului zuzuzählen sind.

Im Streichen, am Stenisioru-Sattel selbst herrschen röthliche Gneisse vor, die nach N. gegen das Hangende immer quarzreicher werden und über welchen dann bald die krystallinische Kalkzone der Fatia Banului folgt. In den hangenden Gneisslagen scheidet sich hier nicht selten Quarz in grösseren Partien aus und man findet Blöcke von meist breccienartig zerfallenden Quarziten, die eben diesen Ausscheidungen entstammen (eine in der Schieferformation, besonders in hangenderen Lagen häufig zu beobachtende Erscheinung) und die mehr oder weniger an die lichten Quarzite der krystallinischen Kalkzonen (annähernd auch an Verrucanobildungen) erinnern. Es ist auch möglich, dass diese quarzreichen Gesteine zum Theil schon der Kalkzone zuzuzählen sind.

Es ist eben eine genaue und consequente Abgrenzung der Kalkzonen von der Schieferformation, in Anbetracht der grossen Mannigfaltigkeit in der Entwicklung der ersteren, nicht leicht durchführbar, aber auch von geringem und nur theoretischem Werthe.

Die Mächtigkeit der Kalkzone von Fatia Banului beträgt beiläufig 80 bis 100 Meter. Dieselbe besteht aus weissen bis schwach bläulichen, häufig breccienartigen und hie und da milchweissen Quarz ausscheidenden feinkrystallinischen Kalken. An der Fatia Banului selbst beobachtete ich jedoch an einigen Stellen auch etwas wie verunreinigte, schmutziggelbliche bis schwach graue Kalke, die gleich nördlich und etwas westlich von der Sattelhöhe 1554 Meter, in eine echte, ausgesprochene Kalkbreccie übergehen.

Nach chemischen Untersuchungen zeigen die Kalke von hier einen schwankenden Gehalt an Magnesia, der jedoch in der Mehrzahl der Fälle, auch bei den unreinen, mindestens der Hälfte der des Kalkes gleichkommt. Es scheinen somit in der Fatia Banului-Zone Dolomite und dolomitische Kalke vorzuherrschen. Mit Bezug auf sonstige Bestandtheile, wie Eisen, Thonerde (in der erwähnten Breccie, die eigentlich als Dolomitbreccie zu bezeichnen ist, in bedeutender Menge), dann Quarz als feiner Sand oder in zelligen oder schiefrigen Aggregaten, organische Substanz in Spuren oder sehr geringen Mengen — entsprechen die Kalkbildungen mehr oder weniger jenen aus der Zone von V. Pesti u. s. w.

Im Hangenden der Kalkbank, die nach NO. verflächt (wie man dies annähernd deutlich auf der Ostseite der Fatia Banului sieht) folgt eine schmale Zone von phyllitischen, sich etwas fett anfühlenden Quarzglimmerschiefern und von zum Theil grobkörnigen verrucanoartigen Quarziten, über denen gleich die mächtigen Kreide-Conglomeratmassen der Ihniatiasa lagern.

Aehnliche Schiefer- und Quarzbildungen wurden schon wiederholt im Verbande von krystallinischen Kalkzonen beobachtet. Gegen NW. von hier, im Streichen, verschwinden jedoch dieselben bald und es lagern dann überall die Kreidebildungen unmittelbar den krystallinischen Kalken auf.

In der langen Fatia Banului-Kalkzone, die gegen NW. immer häufiger unterbrochen wird, treten somit, ähnlich wie an der Piatra Arsa u. s. w., die massigen Kalkbildungen ganz in den Vordergrund.

Crecela-Alpe und der Gebirgszug am linken Riu Vaser-Ufer: Magura Catarama, Lunca ciasa, Fagetu.

Im Liegenden der Stenisioru-Gneisse dagegen folgt, gegen SW. fortschreitend, die bekannte Hauptzone der weisslichen Phyllite, die den mächtigen nordöstlichen Arm der Crecela zusammensetzen und nach NO. verflächen, während noch weiter gegen SW. die Schichten ein entgegengesetztes, d. i. südwestliches Einfallen annehmen und die Phyllite dann zugleich wieder glimmerreicher werden.

Es stellt somit die Crecela-Alpe eine grosse und flache Anticlinale dar.

Einen ähnlichen Wechsel von glimmerarmen dickblättrigen und glimmerreichen dünnblättrigen Phylliten (22, 23) beobachtet man dann überall in dem sich von der Crecela nach W. abzweigenden Zuge, der das linke Riu Vaser-Ufer begleitet.

Nach Dünnschliffen von Handstücken von Magura Catarama und Lunca ciasa bestehen die dickblättrigeren glimmerarmen Phyllite aus Quarz, Muscovit und sehr geringen Mengen rhomboedrischen Carbonat.

Mit den Phylliten, deren Quarzblätter häufig starke Faltungen zeigen (pag. 370 u. f.), treten im erwähnten Zuge oft auch dick- resp. dünnblättrige Gneisse (24, 25) auf. Erstere beobachtete ich z. B. auf den westlichen Gehängen der Magura Catarama. Letztere sind insbesondere in der schmalen, südwestlichen Umrandung des Trojaga-Eruptivgebietes, vom Fagetu bis in's Cisla-Thal hinüber, häufig anzutreffen.

Cisla-Thal, Piatra baici, Ciarcanu-Gebirge, Phyllitbreccie von La Fintina Stancului.

Im Cisla-Thale bietet der Piatra baici-Felsen bei Borsabánya ein schönes Profil, von dem bereits v. Cotta (l. c.), v. Alth (l. c.) und F. v. Hauer (Bericht 1859) Erwähnung machen. [1])

Es folgen hier im Liegenden von Eocenablagerungen flussaufwärts Phyllite und untergeordneter dünnblättrige Gneisse, die ziemlich steil

[1]) v. Cotta gibt auch eine Zeichnung von diesem Felsen, die jedoch nicht richtig, da die Kuppe des Felsens krystallinisch ist.

nach SW. verflächen und denen sich eine ziemlich mächtige Bank von schwärzlichen Kieselschiefern einschaltet. Letztere gehen nach oben in eine harte Breccie aus Kieselschieferfragmenten über, die auffallender Weise durch ein kalkhältiges Bindemittel verkittet werden. Aus dieser Breccie besteht eben die steile Kuppe des Piatra baici-Felsens.

Im Streichen von der Piatra baici gegen SO. treten im Vale Vinisiora, am Ciarcanu u. s. w. häufig Kieselschiefer, stellenweise in die erwähnte kalkhältige Breccie übergehend, auf und erreichen dieselben hier im Allgemeinen die relativ grösste Verbreitung im Gebiete (vergl. Karte Taf. VI). Krystallinische Kalke, die wir vorher stets in einer gewissen Vergesellschaftung mit den Kieselschiefern anzutreffen pflegten, fehlen hier überall. Es ist jedoch das kalkhältige Bindemittel der Kieselschiefer-Breccien in dieser Beziehung immerhin bezeichnend.

Von der Piatra baici der Cisla thalaufwärts folgend, erreicht man nach einiger Zeit den Trojaga-Andesitzug, der in einem anderen Abschnitte beschrieben wird. Im Thale selbst gewahrt man hier ein grossartiges Bild des vielfachen Durchsetzens der Schieferdecke durch Eruptivgesteinsmassen, wobei sich die krystallinischen Schiefer stellenweise nur noch mehr schollenartig erhalten haben. Etwa in der Mitte zwischen den Einmündungen der Colbu- und Mori-Bäche sieht man an einer Stelle an der Thalsohle selbst sehr schön den unmittelbaren Contact von Massengesteinen mit dünnblättrigen Gneissen, wobei beide Gesteinsarten so innig ineinander verflochten erscheinen, dass sie beinahe den Eindruck eines homogenen Felsens hervorrufen. Zu erwähnen ist noch, dass hier der Gneiss dem äusseren Aussehen nach gar nicht verändert zu sein scheint, was ich auch auf mehreren anderen, wenn auch weniger lehrreichen Contactstellen (von Schiefern oder Gneissen mit Massengesteinen) beobachtete. Wo anders dagegen, so z. B. im Secului-Thale (N. von Borsabánya), sieht man fast glimmerlose Quarzphyllite an der Grenze mit Massengesteinen.

Nach der Ansicht von A. Gesell (Geologie der Máramaros) ist das Uebergehen „der Glimmerschiefer in Quarzfelsen“ an der Grenze mit den, von ihm als Grünsteintrachyte bezeichneten Andesiten eine Contacterscheinung, die hier allgemein zur Geltung gelangen soll. Inwieferne jedoch dieses Quarzigwerden der Schiefergesteine eine Contacterscheinung ist, wie dies vielleicht im Secului-Thale wirklich der Fall sein könnte, vermögen wohl erst specielle Untersuchungen feststellen. Jedenfalls aber dürfte ein grosser Theil der hier, wie auch überhaupt in der ganzen Schieferformation des Gebietes verbreiteten, glimmerarmen Quarzphyllite nichts damit zu thun haben und dürfte die Contactwirkung auf die krystallinischen Schiefer eine viel geringere gewesen sein, als dies eben angenommen wird.

Es wäre hier nebenbei zu erwähnen, dass auf der genannten Strecke im Cisla-Thale an mehreren Stellen Säuerlinge zu Tage treten, die alle viel freie Kohlensäure entwickeln. Ein sehr kohlensäurehältiger Säuerling und wohl der stärkste im Gebiete, ist die sogenannte Alexander-Quelle, welche auf der linken Thalseite bei der Einmündung des Vinisiora-Baches in einem alten Stollen hervordringt, wobei die in Menge entweichende Kohlensäure ein ziemlich starkes Geräusch verursacht. In nächster Nähe der Quelle (auch gleich anfangs im Vale Vinisiora) sind

hier Tuffablagerungen zu sehen, die offenbar Producte der kohlensäurehältigen Quellen sind.

Am Schlusse dieser Abhandlung wird von den übrigen, im Gebiete überhaupt verbreiteten Säuerlingen noch eine nähere Erwähnung geschehen.

Höher im Cisla-Thale machen sich oberhalb der Ariniesiu-Mündung im Verbande der Schieferformation grünliche feinkörnige Gneisse (26) bemerkbar, die speciell jenen von dem Baitia-Rücken (pag. 388) entsprechen und überhaupt den Albitgneissen nahe stehen.

Flussaufwärts folgen hierauf an der Hauptgabelung des Flusses in den Cisla- und Cataramei-Arm, die charakteristischen weissen Quarzphyllite. Es scheint, dass hier die letzteren im Streichen jener von der Baitia auftreten, während eine zweite Hauptzone dieser Phyllite, wie wir vorher sahen, von der Crecela nach NW. durch das oberste Riu Vaser-, das Lozdun-Thal hinüber auf die Südseite der Kristina streicht. Diese Zonen bezeichnen jedoch nicht etwa eine eigene geologische Stufe in der Schieferformation, sondern sind lediglich als in horizontaler Richtung wiederkehrende, durch gewisse gemeinsame petrographische Merkmale gekennzeichnete Wellen des ganzen Schiefercomplexes zu betrachten.

Weiter im Streichen, im obersten Quellgebiete des Cisla-Flusses und auf der Hauptwasserscheide von der Crecela bis Ciarcanu, herrschen die verschiedenen Quarzglimmer-Phyllite, die jedoch nur seltener in die betreffenden Gneisse (24, 25) übergehen. Die glimmerreicheren Varietäten der Phyllite nähern sich hier stellenweise den Quarzglimmerschiefern (7) der östlichen Rodnaer Alpen.

Eine höchst charakteristische echte Breccie tritt mit den Phylliten auf der genannten Wasserscheide auf, die aus Fragmenten von, mit einem kieseligen Bindemittel fest verkitteten Quarzglimmerphylliten besteht. Dieselbe wurde an vielen Stellen auf der Strecke zwischen La Fintina Stancului und Obersia Cisleloru, längs dem Rande der sich von hier nach N. ausbreitenden cretacischen, resp. eocenen Bildungen und auch bei den kleinen Eocenschollen auf der Südseite der Crecela beobachtet. Die Breccie steht in deutlicher und directer Verbindung mit den Phylliten und gehört allem Anscheine nach dem Hangenden der Schieferformation an. Letzteres, so wie auch der Umstand, dass diese Breccie längs dem Rande der erwähnten viel jüngeren Bildungen auftritt, was auf die oben betonte eigenthümliche Beziehung von Kreidebildungen zu krystallinischen Kalkzonen direct erinnert (pag. 404), lässt vielleicht nicht ohne Unrecht darauf schliessen, dass dieselbe dem Horizonte krystallinischer Kalkzonen angehört, was umso wahrscheinlicher wird, als wir später im Ruszpolyanaer-Gebirge eine ganz ähnliche Breccie auch factisch im Gebiete einer krystallinischen Kalkzone vorfinden werden.

Echten Breccienbildungen haben wir somit bis jetzt in den krystallinischen Kalkzonen von Suliguli und Fatia Banului, in der von Piatra baici nach SO. streichenden Kieselschieferzone und zuletzt hier begegnet. —

Wir wenden uns jetzt nach N., dem galizischen Czeremosz-Gebiete zu, um so die Beschreibung des östlichen Flügels der krystallinischen Nordzone zu beschliessen.

Thal des Schwarzen Czeremosz.

Im Czeremosz-Thale selbst bilden die krystallinischen Gesteine nur eine schmale, etwas über 2 Kilometer breite Zone, die flussabwärts unter die Kreidegebilde des nördlichen Flyschgebietes, flussaufwärts unter die mächtige Kreidescholle der Ihniatiasa-Palenica einfällt. Sowohl im Bereiche der krystallinischen Zone, wie auch höher, wo sich das Thal in das Kreidegebiet des Ihniatiasa-Zuges einschneidet, ist dasselbe als offen zu bezeichnen. Hinter den breiten, dichtbewaldeten Rücken, die das Thal einsäumen und sanft zu der relativ breiten Thalsohle herabfallen, sieht man nur hier und da höhere, subalpine Kämme und Rücken, denen ebenfalls der hier allgemeine Gebirgs-Charakter des allmäligen Ansteigens zukommt. Mit geringen Ausnahmen fehlen dem oberen Czeremosz-Thale steile Uferbildungen und es begleiten den Fluss vorwiegend ganz niedrige Alluvial-Schotterterrassen. Ein dichter einsamer Urwald kleidet das Thal aus, der sich meist bis an den Fluss selbst herandrängt. Nur dort, wo die Thalsohle zu häufigen Ueberschwemmungen unterliegt, flieht der Wald den Alluvialboden. Die alleinherrschende Fichte erreicht hier nur noch mehr eine mittlere Grösse. Die Ursache davon ist weniger in der grösseren Elevation, als in dem continentaleren Klima dieser plateauartigen Gebirgsgegend zu suchen, indem die Thalsohle des oberen, von S. nach N. gerichteten Flusslaufes zwischen 1300—1400 Meter Höhe liegt, die Baumgrenze hier aber überall bis 1500 Meter und darüber ansteigt.

Würde man nicht im Thale von Zeit zu Zeit kleinere Aufschlüsse oder Schuttbildungen von krystallinischen Gesteinen, die hier auch an der Bildung von Flussalluvionen theilnehmen, wahrnehmen, so möchte man kaum vermuthen, dass man sich hier in einem archaischen Gebiete befindet.

In der krystallinischen Zone des Czeremosz-Thales sind graugrünliche glimmerreiche Quarzphyllite vorherrschend. Nebst vorwiegend Quarz, der häufig auch in groben Ausscheidungen erscheint, spielt grünlicher Muscovit die Hauptrolle. Letzterer bildet meist feine etwas riefige Häute auf den Trennungsflächen der Quarzblätter; nur seltener gruppirt sich derselbe zu grösseren Schuppen zusammen, ohne dabei jedoch schon eine flasrige Schieferstructur zu bedingen.

Die Phyllite des Czeremosz-Thales erinnern am meisten an die riefigen Phyllite und Quarzglimmerschiefer der Rodnaer Alpen (Pietrosu 2, 3), die sich übrigens von den in der Nordzone allgemein verbreiteten dünnblättrigeren und glimmerreicheren Phylliten (22) ebenfalls nicht streng unterscheiden lassen und letztere auch anderswo deutliche Uebergangsformen zu den ersteren bieten.

In liegenderen Lagen des Schiefercomplexes des Czeremosz-Thales treten stellenweise Gneisse auf, die nach unten zu erwähnenden Schliffen mehr weniger den Albitgneissen nahe stehen.

Gleich nach Ueberschreitung des nördlichen Randes der krystallinischen Zone im Czeremosz-Thale, gelangt man am rechten Flussufer zu einem steileren Abhang, der den Fluss zu einer Krümmung zwingt. Der etwa 15 Meter hohe Abhang besteht aus den erwähnten grünlichen Phylliten, die undeutlich nach NO. einfallen und denen sich hier eine ziemlich mächtige Zone von in grossen Blöcken herumliegenden dunkel

graugrünen, in Säuren schwach brausenden Gesteinen einschaltet. Letztere sind ausserordentlich hart und spröd und erweisen sich im Dünnschliff als Quarz-Epidotschiefer, mit sehr wenig Biotit, Hornblende und einer ziemlichen Menge Erz; das rhomboedrische Carbonat lässt durch die Art seiner Vertheilung eine secundäre Entstehungsweise vermuthen; die im Gesteine nicht ganz deutlich zum Ausdruck gelangte Parallelstructur tritt im Schliffe sehr deutlich hervor.

Trotz einiger Abweichung in der Ausbildung unterliegt es kaum einem Zweifel, dass dieses Gestein dem Horizonte des vorher am Rande der krystallinischen Zone beobachteten Hornblende-Epidotschiefer-Zuges (Budyowska mała, Albinec-Thal u. s. w.) angehört. Es ist auch anderseits nicht zu übersehen, dass sich hier in dem Gesteine Hornblende stellenweise auch reichlicher vorfinden dürfte, als man dies nach dem einen Dünnschliffe vermuthen würde, weshalb man die Gesteine von hier und von der Budyowska mała u. s. w. auch als petrographisch übereinstimmend betrachten kann.

Gleich höher flussaufwärts verflächen sich die Ufergehänge wieder ganz und erst dort, wo ein Seitenbach von O. kommend in den Fluss mündet, erscheinen plötzlich zwei durch diesen Bach getrennte Kalkfelsen. Der nördliche, grössere Felsen ist etwa 20 Meter hoch. Die ganz undeutlich geschichteten Kalke verflächen allem Anscheine nach gegen NO. oder NON.

Die Kalke sind feinkrystallinisch, breccienartig, weiss bis schwach graubläulich, seltener mit einem röthlichen Stiche. Die chemische Untersuchung lieferte eine Spur organischer Substanz, etwas Thon, geringe Menge von Eisen mit Thonerde, vorwiegend Kalk mit ungefähr einem Viertheile Magnesia, welch letztere jedoch in einem anderen Probestücke von hier sich in sehr bedeutenden Mengen vorfand — somit dolomitische Kalke und Dolomite, die auch ihrem Aussehen nach ganz den krystallinischen Kalken der früher beschriebenen Zonen entsprechen.

Im Liegenden des kleineren Kalkfelsens bemerkt man knapp an der Thalsohle, eine schmal aufgeschlossene Zone von grünen sich fett anfühlenden Glimmerschiefer mit viel rhomboedrischem Carbonat. (Vergl. auch pag. 413.) Die Menge des letzteren wird auch durch die, hie und da vorkommenden Ausscheidungen von weissem Calcit in Klüften dieser Schiefer charakterisirt.

Im Liegenden des grösseren Kalkfelsens dagegen, treten grobblättrige stellenweise etwas röthlich gefärbte Quarzschiefer mit Glimmerüberzügen und gröbere, zum Theil breccienartige, verrucanoähnliche Quarzite auf, die mit den bekannten Quarzitbildungen der Kalkzonen, z. B. von V. Pesti, zu parallelisiren wären. Es ist hier, wie auch in anderen ähnlichen Fällen mitunter schwer zu entscheiden, ob diese verrucanoähnlichen Quarzite nicht schon zum Theil als echte Breccien, resp. sehr feste Conglomerate zu betrachten sind, und was immerhin möglich, ja wahrscheinlich ist und in Anbetracht der vorher schon mehrere Male in denselben, resp. noch tieferen Horizonten angetroffenen echten Breccienbildungen durchaus nicht befremden kann.

Die Quarzschiefer und Quarzite sind fast ganz in Schutt aufgelöst, in welchem ich auch einige Quarzstücke mit harnischartigen, glänzenden Rutschflächen sammelte.

Bezüglich der in Rede stehenden krystallinischen Kalkzone wäre noch zu betonen, dass sie in einem ähnlichen stratigraphischen Verhältnisse zu der vorerwähnten Epidotschiefer-Zone steht, wie die Kalkzonen von Kristina, Suligul u. s. w. zu dem Hornblende-Epidotschieferzuge der Budyowska mala und des Albinec-Thales.

Höher im Thale, etwa in der Mitte der krystallinischen Zone des Czeremosz, bemerkt man am linken Ufer einen Aufschluss von ziemlich verbogenen, im Allgemeinen jedoch nach NO. einfallenden Schichten der Phyllite, denen sich hier Gneisse zugesellen. Die Gneisse zeigen eine deutliche Parallelstructur bei ziemlich undeutlicher blättriger Absonderung und erweisen sich im Dünnschliffe als ein sehr quarzreicher Gneiss, der wenige grössere Feldspathkrystalle enthält, die ausnahmslos der Zwillingsstreifung entbehren und wahrscheinlich Orthoklas sind. Ausserdem erscheint in geringer Menge, in Form flaseriger Aggregate, ein grüner Biotit. Verhältnissmässig reich ist das Gestein an blutrothen Eisenglanzkryställchen und Lamellen.

Eine Strecke höher macht sich dann am rechten Flussufer, ganz an der Thalsohle, ein kleiner Felsen von krystallinischen Kalken bemerkbar, die chemisch untersucht den vorigen entsprechen und sich als dolomitische Kalke, bis Dolomite, erweisen. Ein feiner Schutt von rothen Schiefern bedeckt stellenweise den Kalkfelsen, wobei auch der Kalk selbst partienweise eine röthliche Färbung zeigt und somit die Zusammengehörigkeit der rothen Schiefer und Kalke keinem Zweifel unterliegen kann. Frei herumliegende Stückchen von rothem, rhomboedrische Carbonate führenden festen Quarziten wurden ausserdem in der Thalsohle beobachtet.

Die rothen Schiefer und Quarzite sind wohl mit den ähnlichen Bildungen aus den früheren krystallinischen Kalkzonen (Kristina, Suliguli, Necladu) zu vergleichen. [1])

Höher im Thale herrschen, nur im Schutte zu finden, immer noch die Eingangs erwähnten Phyllite, an einer Stelle mit stengligblättrigen Gneissen vergesellschaftet. Hie und da trifft man auch lose herumliegende Stücke von ziemlich typischen Kieselschiefern an.

Kurz vor Erreichung der südlichen Grenze der krystallinischen Zone bietet das rechte Thalgehänge eine Reihe von kleineren Aufschlüssen. Zuerst erscheinen schiefrige, zum Theil auch gröbere, verrucanoartige Quarzite, die wohl dem Reste einer krystallinischen Kalkzone entsprechen dürften, wegen ihrer geringen Mächtigkeit aber auf der Karte nicht ausgeschieden wurden. Dann folgt im Liegenden eine etwa 100 Meter betragende Zone der im Czeremosz-Thale allgemein herrschenden Phyllite, zuletzt stenglige, zum Theil auch blättrige Gneisse (39).

Die stengligen Gneisse, welche in Säuren schwach brausen und somit rhomboedrische Carbonate führen, zeigen im Dünnschliff als Hauptbestandtheil Quarz und Feldspath, die sich ziemlich die Waage halten. Der erstere bildet kleine Körnchen, der letztere ziemlich grosse

[1]) Die in der Bukowina im Hangenden untertriadischer Kalke auftretenden rothen kieseligen Schichten (Paul l. c.), die wir später auch in diesem Gebiete in der Trias, wenn nur in einer sehr geringen Mächtigkeit antreffen werden, sind damit nicht zu verwechseln.

unregelmässig begrenzte Krystalle (Körner), er zeigt nicht immer, aber häufig eine Zwillingsstreifung und da sämmtliche Feldspäthe ausnahmslos reich an Einschlüssen sind, wie sie in den Gesteinen des Wechselgebirges, des Palten- und oberen Ennsthales von v. Foullon und Böhm beschrieben wurden, so sind wohl auch jene, die keine Zwillingsstreifung zeigen, als Plagioklase zu betrachten. Ausserdem erscheint ein lichtgrüner Glimmer und Epidot als Gemengtheil. Das vorhandene Erz ist nach seinen Verwitterungsproducten zu urtheilen Titaneisen. Nicht uninteressant ist die Erscheinung, dass in dem Gesteine einzelne äusserst feinkörnige Partien auftreten, die namentlich epidot- und erzreich sind, eine vorwiegend structurelle Erscheinung, wie man sie sonst bei Eruptivgesteinen zu sehen gewohnt ist. Das Gestein zeigt auch schon äusserlich grosse Aehnlichkeit mit dem stengligen Gneisse des Profils von Kaisersberg bei St. Michael und dem gleichen aus der Gegend von Trieben, wie sie v. Foullon beschrieben hat.

Ein Schliff von einem Handstück aus der obenerwähnten, auf die Gneisse und im Liegenden der Quarzite folgenden Phyllitzone, weist folgende Bestandtheile auf: vorwiegend Quarz,. dann grünen Biotit und etwas Muscovit, beide in kleinen Schüppchen; wenig Feldspath, von dem einige Individuen eine Zwillingsstreifung zeigen. Somit eine Uebergangsform zu den stengligen Gneissen (39), sowie auch umgekehrt die vorher im Schliff beschriebenen quarzreichen Gneisse (pag. 419) als eine Uebergangsform zu den Phylliten betrachtet werden können. Ueberhaupt dürften die Phyllite viel häufiger in diesen Uebergangsformen erscheinen, als man dies, nach ihrem äusseren Aussehen zu schliessen, annehmen würde.

Im Allgemeinen bilden im Czeremosz-Thale die krystallinischen Schiefergesteine einige sanfte Wellen, auf was schon das wiederkehrende Auftreten von Gneissen, als des liegenderen Horizontes des gesammten Schichtcomplexes, hinweist. Ueber den Phylliten treten wiederkehrend die kleinen krystallinischen Kalkzonen concordant auf, wobei gleichzeitig ein gewisses Jüngerwerden der Schieferformation gegen die Kalkzonen zu, nicht zu verkennen und was ebenfalls für die geologische Deutung der Kalkzonen sehr bezeichnend ist (pag. 400).

Kalkzone von Prełuki und Rotondul, Stewiora-Thal.

Im Streichen der Kalkzonen des Czeremosz-Thales treten noch an einigen Stellen krystallinische Kalke schollenartig auf, so im SO. auf Prełuki, im NO. am Rotondul, dessen Kuppe sie auch zusammensetzen.

Die Kalkkuppe des Rotondul bietet nur an wenigen Stellen Aufschlüsse, indem sie, was sonst nur selten der Fall ist, fast ganz glatt begrast ist. Auf der nördlichen Abdachung der Kuppe fand ich hie und da im Grase Stückchen der aus dem Czeremosz-Thale u. s. w. bekannten rothen Schiefer, während im Liegenden der Kalkmasse, höchst wahrscheinlich überall, eine schmale Zone von Quarzschiefer und dickeren, breccienartig zerfallenden weisslichen Quarziten — ähnlich wie bei den Kalkzonen im Czeremosz-Thale — durchstreicht; nur gehen hier die Quarzite nirgends in die verrucanoartige Varietät über. Wie jedoch schon des öfteren erwähnt wurde, erscheinen ähnliche, breccienartig zerfallende Quarzite als dickere Ausscheidungen häufig auch in der Schiefer-

formation und gerade am häufigsten in ihren hangenden Lagen, weshalb eine sichere Deutung der obigen Quarzite nicht leicht möglich ist.

Nordwestlich vom Rotundul gelangen im Stewiora-Thale, im Bereiche der unteren Kreide, die Phyllite des Czeremosz-Thales in einer kleinen, etwa 30 Schritte betragenden Zone, zum Aufbruch. Im Hangenden gehen sie deutlich in die dickblättrigen Quarzschiefer mit Glimmerüberzügen über, auf welch letztere hierauf bachabwärts eine ganz kleine Kalkpartie folgt. Auch gröbere verrucanoartige Quarzite beobachtete ich hie und da in losen Blöcken tiefer unten im Stewiora-Thale, die eben dieser Zone entstammen dürften.

Eine kurze Strecke bachaufwärts dagegen erreicht man im Stewiora-Thale die Hauptzone von krystallinischen Gesteinen, die aus dem Czeremosz-Thale hereinstreicht. Und zwar treten zuerst, im Liegenden der Kreidegebilde des Ihniatiasa-Zuges, Czeremosz-Phyllite, hierauf, noch mehr im Liegenden, dickstenglig bis flasrig blättrige Gneisse mit grösseren Feldspath-Individuen auf, welch' letztere ganz wieder dem in der Schieferformation relativ häufig vorkommenden Gneisstypus (25) ähnlich sind.

Kalkfelsen von Mokrynów Kamień, Mokryn und Czolakiu; krystallinische Schieferinseln am Wasylkowaty, Czolakiu, Preluczny und im Bokuł-Zuge.

Der in nordwestlicher Richtung auf der linken Thalseite des Bałasinów-Thales sich erhebende Mokrynów Kamień-Felsen besteht aus feinkrystallinischen, weissen bis etwas bläulichen, zum Theil breccienartigen Kalken. Der Felsen stürzt fast von allen Seiten mit nahezu senkrechten Wänden bastionartig ab. Einzelne Blöcke von dickeren, weisslichen Quarziten sah ich hie und da im Walde, in der Nähe des Kalkfelsens und im Streichen von hier bis in das Bałasinów-Thal hinunter.

Die kleinen Kalkfelsen, welche noch weiter gegen NW. am Mokryn und Czolakiu (N. von Czywczyn) auftreten, bestehen aus weissen bis etwas grauen, gelblich verwitternden breccienartigen Dolomiten.

Gleich nördlich von den Czolakiu-Dolomiten — in deren Liegendem, von O. her aufgeschlossen, auch krystallinische Schiefer und Quarzite in einem kleinen Aufbruche zum Vorschein kommen — tritt eine grössere Insel krystallinischer Schiefergesteine (Phyllite) zu Tage, in der sich auch Kieselschiefer bemerkbar machen. Mit Bezug auf die Nähe der krystallinischen Czolakiu-Kalkzone ist dieses Vorkommen von Kieselschiefern bezeichnend, wie dies auch ähnlich zuletzt im Czeremosz-Thale der Fall war (pag. 419 und pag. 387).

Im südöstlichen Streichen von der krystallinischen Insel des Czolakiu tritt am Wasylkowaty-Rücken eine ähnliche Insel von Phylliten auf, in der sich auffallenderweise auch wieder Kieselschiefer vorfanden. Im W. dagegen erscheinen noch kleine krystallinische Inseln (alle überhaupt im Gebiete der unteren Kreide) auf dem Preluczny (N. von der Budyowska wielka) und im Bokuł-Zuge (vergl. Karte Taf. VI).

Im Allgemeinen lehnen sich die Kalkzonen des Czeremosz-Gebietes in ihrer Gesammtausbildung zunächst an jene des oberen Riu Vaser-Gebietes (Piatra Arsa, Necladu, Fatia Banului u. s. w.) an, in welch letzteren uns ebenfalls vor Allem die Facies der massigen Kalkentwicke-

lung entgegentrat. Die typischen graublauen Kalkschiefer, die bereits im oberen Riu Vaser-Gebiete sehr selten anzutreffen waren, fehlen den Kalkzonen des Czeremosz-Gebietes.

Mag nun auch bei den krystallinischen Kalkzonen des Czeremosz-Gebietes deren quarzitische Unterlage etwas befremdend erscheinen, so konnte ich mich dennoch nicht dazu entschliessen, die letztere dem Verrucano, in dem später zu erwähnenden Sinne, die Kalke sonach der Trias zuzuzählen. Dies zu motiviren fällt viel schwieriger, als es in der Natur mit der Zeit einzusehen. Es ist übrigens diese quarzitische Zone durchaus nicht etwa als ein deutlich markirter und abgegrenzter Schichtcomplex aufzufassen. Dieselbe geht vielmehr stets deutlich in die liegenden Phyllite über und ist mitunter auch nur angedeutet, was beim typischen Verrucano mit Bezug auf die Schieferformation niemals der Fall ist. (Vergl. auch Suliguli-Kalkzone pag. 406.)

Wir wenden uns jetzt dem östlichen Flügel der Nordzone zu, welcher den krystallinischen Theil des Ruszpolyanaer Gebirges umfasst.

b) Das Ruszpolyanaer Gebirge.

Krystallinische Geröllinseln bei Ruszpolyana, Rika-Thal.

Im Anschlusse an das Riu Vaser-Czeremosz-Gebiet wird hier von O. nach W. vorgegangen und zuerst die Umgebung von Ruszpolyana selbst beschrieben werden.

Vor Allem wäre hier ein eigenthümliches Vorkommen von Geröllinseln krystallinischer Gesteine, südöstlich von Ruszpolyana, mitten im Eocen-Kreidegebiete der Kwasnica-Kornacse-Thäler, zu erwähnen. Das grobe Gerölle dieser Inseln besteht zum Theil aus Gesteinen der oberen Abtheilung (Lucaciu-Scerisiora), zum Theil aber aus den bekannten gelblichen Quarziten der Kalkzonen (V. Pesti). Da letztere, d. i. die Quarzite höher und überhaupt nirgends in diesen Thälern anstehen und sich andererseits, gleich thalaufwärts von den bezeichneten Stellen, das krystallinische Bachgerölle bis in die Nähe des archaischen Gebirges auffallend vermindert, so ist anzunehmen, dass man es hier etweder mit dem Reste einer diluvialen Terrasse zu thun hat, oder — was viel glaubwürdiger erscheint — dass hier das krystallinische Grundgebirge von den bezeichneten Bächen schon erreicht und blosgelegt wurde. Der letzteren Ansicht wurde auch bei der Einzeichnung auf der Karte Rechnung getragen.

Das Vorkommen dieser Quarzite in den erwähnten Geröllinseln scheint auch auf eine Fortsetzung der am Rande des krystallinischen Gebirges entwickelten V. Pesti-Kalkzone, in der Richtung nach N. und NW., unter den jüngeren Ablagerungen des Ruszpolyanaer Beckens anzudeuten. Es ist dies umso wahrscheinlicher, als wir in dem angegebenen Streichen, im krystallinischen Theile des Pentaja-Thales (N. von Ruszpolyana) eine krystallinische Kalkzone ganz von der Facies jener im V. Pesti im Schichtverbande antreffen werden.

Folgt man von Ruszpolyana in nordöstlicher Richtung dem Rika-Flusse thalaufwärts, so erreicht man in nicht langer Zeit das archaische Grundgebirge. Man beobachtet hier zuerst stahlgraue glimmerreichere Phyllite (22), jenen aus dem Liegend der V. Pesti-Kalkzone im Riu-Thale ganz ähnlich, welche hier anfangs nach SW. bis W. verflächen

und vielfach in dünnblättrige Gneisse (24) übergehen. Letzteres, das Uebergehen nämlich, ist z. B. sehr deutlich in der kleinen, durch den Bargyi-Bach von der Hauptmasse des Grundgebirges getrennten krystallinischen Partie (linkes Bargyi- und Rika-Ufer) zu beobachten.

Höher im Rika-Thale treten, die Gehänge des Pasino-Rückens einnehmend, weissliche, sehr glimmerarme und grobe Quarzite auf, die häufig breccienartig zerfallen. Stellenweise nehmen sie jedoch eine deutliche Schieferstructur an (wobei die dicken Quarzblätter mitunter starke Faltungen zeigen) und sehen dann überhaupt den Crecela-Schiefern der Schieferformation sehr ähnlich. An und für sich wäre es schwer zu entscheiden, ob diese Quarzite der Schieferformation, oder aber einer Kalkzone zuzuzählen sind und man würde anfangs eher zur ersterenMeinung neigen. Da jedoch thalaufwärts, gleich oberhalb des Parallelkreises der Höhe 912 Meter des Pasino-Rückens, auf diese Quarzite graugrünliche porphyrartige Gneisse (36) folgen, die, nach einem Dünnschliff zu urtheilen, mit jenen von Suligul (pag. 403) identisch sind, so ist es eben sehr wahrscheinlich, dass man auf der erwähnten Strecke im Rika-Thale mit den Hangendschichten der Schieferformation, d. i. mit einer Kalkzone von ganz quarzitischer Facies zu thun hat. Da jedoch hier Kalkbildungen gänzlich fehlen und die Quarzite, bei dem noch hinzutretenden Mangel an massgebenden Aufschlüssen, nur ganz willkürlich von den Bildungen der Schieferformation getrennt werden könnten, so wurde von einer betreffenden Ausscheidung auf der Karte Abstand genommen.

Höher im Rika-Thale kommen dann wieder die früheren Phyllite und Gneisse zum Vorschein, die auch im Streichen von hier gegen O. und SO., so z. B. überall im Liegenden der mächtigen Kreidescholle des Bardeu-Pecialu, vorherrschen. Mit denselben treten stellenweise auch die echten weisslichen Crecela-Phyllite auf, so z. B. auf dem aus dem Rika-Thale zum Pecialu führenden Kosznya-Rücken.

Es wäre hier noch von einem kleinen Vorkommen feinkrystallinischer Kalke, nördlich von der erwähnten Bardeu-Kreidescholle an der Bukowinka zu erwähnen. Die Kalke treten daselbst in einer isolirten Partie, im Hangenden der Schieferformation und in der Nähe der Kreidescholle auf.

Wir wenden uns jetzt nach NW., um uns hierauf nach einer Begehung des Pentaja-Thales (N. von Ruszpolyana), in das Krywe-Thal (N. von Ruszkirwa, recte Krywe) zu begeben und dann weiter bis zum Theiss-Thale fortzuschreiten.

Pentaja-Thal, Laba-Rücken.

Beim Eingange in das archaische Gebiet des Pentaja-Thales stehen glimmerreichere Phyllite und stengligblättrige Gneisse (25) an. In ihrem Hangenden wäre gleich höher ein kleineres Vorkommen von weissen feinkrystallinischen Dolomiten zu constatiren.

In unmittelbarem Liegend dieser Dolomite machen sich etwas unregelmässige grobe Quarzschiefer mit grösseren Glimmerschuppen bemerkbar, die speciell an jene aus dem Liegenden der krystallinischen Kalkzonen des Czeremosz-Thales erinnern und die sonst auch schon früher in ähnlicher Ausbildung im Bereiche krystallinischer Kalkzonen vielfach beobachtet wurden.

Gleich thalaufwärts erscheinen, in mächtigen Blöcken im Bachbette herumliegend, die Quarzite der V. Pesti-Kalkzone von häufig verrucanoartigem Aussehen — und hierauf, im Schichtverbande, die typischen graublauen Kalkschiefer mit den obigen Quarziten vergesellschaftet. Thalaufwärts beobachtete ich dann hie und da auch einzelne Blöcke von röthlich gefärbten Quarziten mit Einlagerungen von Glimmer, während die glimmerfreien Quarzpartien weisse Knoten und Linsen von wechselndem Umfange bilden, wodurch das Gestein ein eigenthümliches conglomeratartiges Aussehen erhält. Dasselbe gleicht ganz jenem, das wir vorher in der quarzitischen Kalkzone des Lozdun-Thales angetroffen haben (pag. 407). Dann treten die bekannten, sich fett anfühlenden und rhomboedrische Carbonate führenden Glimmerschiefer der Kalkzonen, hierauf, an der Hauptverzweigung des Baches, wieder Quarzite auf, die in dem von NW., von Laba kommenden Bacharme lange Zeit hinauf herrschen und am Rücken der genannten Laba durch reichlicheres Auftreten von Glimmer in grösseren Schuppen, in Schiefer vom phyllitischen Habitus übergehen.

Vom Laba-Rücken zieht die quarzitische Kalkzone weiter gegen NW. Dieselbe nimmt von da an die dunkle Facies an und besteht aus grauen bis dunkelgrauen Quarziten, die häufig mit grauen, glimmerreichen sandsteinartigen und fast schwarzen graphitischen, anscheinend glimmerarmen oder glimmerlosen Kalkschiefern, hie und da auch mit feinblättrigen, an milde Sandsteine erinnernden Schiefern vergesellschaftet sind — somit typische Bildungen der früher beschriebenen Kalkzonen von Repede u. s. w.

Auf diese in manchen anderen Beziehungen sehr schwer zu deutende Zone werde ich noch später, bei der Beschreibung der Verrucano- und Triasbildungen des Ruszpolyanaer Gebirges, zu sprechen kommen.

Krywe-Thal, Capu Grossului-Kamm.

In dem westlicher gelegenen Krywe-Thale treten bereits, im mittleren Theile der krystallinischen Zone dieses Thales, die älteren Gneisse der Pop Iwan-Żerban-Gruppe auf. Wie es im vorhinein erwähnt werden soll, ist eine Trennung der Schieferformation von jener der älteren Gneisse in diesem Thale selbst schwer durchzuführen, nichtsdestoweniger aber als in der Natur begründet anzunehmen.

Am unteren Eingange in das krystallinische Gebiet dieses Thales treten zuerst zum Theil sehr glimmerarme Phyllite der Schieferformation auf, die man umso sicherer der letzteren zuzählen kann, als man in denselben gleich anfangs kleinere Einlagerungen von typischen, stets das Hangende der Schieferformation bezeichnenden Kieselschiefern bemerkt und andererseits im Streichen von hier, im NW., auf dem südlichen Zweigrücken des Tomnatik (Tomnatecu) eine kleinere Partie von krystallinischen Kalken erscheint, die schollenartig im Hangenden der Phyllite und knapp am Rande einer Kreidezone lagert.

Im Liegenden der Phyllite folgen thalaufwärts, ohne eine deutliche Abgrenzung, grüne flasrige Quarzglimmerschiefer (17), die nach SW. verflächen und mit grünen Gneissen (18) vergesellschaftet sind.

Letztere trifft man zuerst an der Mündung des Tomnatek-Baches in grossen Blöcken an. Nach einem Dünnschliff bestehen sie aus ziemlich gleichen Theilen von Quarzkörnern und unregelmässig begrenzten filzigen Aggregaten, zwischen denen grüner Biotit liegt. An den dünnsten Rändern des Präparates stellt sich heraus, dass die filzigen Aggregate Feldspath sind, der winzige farblose Schüppchen, wahrscheinlich Muscovit, in ganz colossaler Menge enthält. Der grüne Biotit ist in Umwandlung begriffen und vielfach mit neugebildeten Epidotnädelchen erfüllt. Das Gestein ist ausserdem reich an Apatit, dessen Körner häufig einen röthlichen Kern besitzen.

Diese grünen Gesteine herrschen dann ununterbrochen längere Zeit thalaufwärts, eine für die Gneissformation immer mehr typische Entwicklung annehmend. Da auch andererseits gleich anfangs, im Streichen auf dem zum Tomnatek führenden Rücken Gneisse mit tombackbraunem Biotit (11) beobachtet wurden, so ist die Grenze zwischen der Schiefer- und Gneissformation im Thale selbst, bereits in der Gegend der erwähnten Tomnatek-Mündung anzunehmen.

Nur auf einer Stelle, gleich oberhalb der Tomnatek-Mündung, schaltet sich den obigen Gesteinen eine schmale Zone von glimmerreichen Phylliten ein, die man sonst am ehesten in der Schieferformation vermuthen würde, die jedoch, in Berücksichtigung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse, nur als eine local zum Ausdruck gelangte Abweichung von der angenommenen Entwicklung der Gneissformation zu betrachten sind.

Von der Einmündung des von O. kommenden Polunski-Baches thalaufwärts nehmen die grün gefärbten Gesteine ein entgegengesetztes Einfallen, nämlich nach NO. an. Die grünen mit Schiefern vergesellschafteten Gneisse (hiezu Präparate *a), b)* und *c)* bei 18), die mit den kurz vorher im Schliff beschriebenen (Tomnatek-Mündung) den Albitgneissen nahe stehen, nehmen hier auch rhomboedrische Carbonate auf und brausen mit Säuren behandelt schwach. In ihnen tritt bald immer häufiger tombackbrauner Biotit in Schuppen und später neben viel Epidot, hie und da Pyrit und wohl auch Hornblende auf. Im letzteren Falle hat man es mit jenen charakteristischen Mineral-Combinationen zu thun, die als Uebergangsvarietäten zwischen den Albitgneissen und den Hornblende-Epidotgesteinen anzusehen sind (pag. 385 u. f.) — im ersteren Falle dagegen mit Uebergangsformen zu den Biotitgneissen (11), welch' letztere auch bald höher, an der starken Biegung des Krywe-Baches, unterhalb der Verrucano-Zone, in typischer Form auftreten. An der erwähnten Biegung beobachtete ich an einer Stelle auch pegmatitisch entwickelte Gneisse.

Nach Verquerung der hierauf folgenden Verrucano-, resp. krystallinischen Kalkzone, erreicht man im Thale wieder die hangende Schieferformation. Sie besteht aus quarzreichen, vorwiegend grünlich gefärbten, den vorigen Quarzglimmerschiefern der Gneissformation nicht unähnlichen Phylliten und aus grünlichen sich fett anfühlenden Glimmerschiefern mit rhomboedrischen Carbonaten, in denen sich hie und da auch ganz kleine Einlagerungen feinkrystallinischer Kalke (Dolomite) bemerkbar machen.

Auf der Karte wurden jedoch nur die eigentlichen Kalkbildungen, nicht auch die kalkhältigen Glimmerschiefer ausgeschieden, da eine

Trennung der letzteren von den Phylliten hier nur ganz willkürlich erscheinen würde.

Im nordwestlichen Streichen von hier finden am Capu Grossului ebenfalls typische Phyllite der Schieferformation eine allgemeine Verbreitung. Dieselben keilen dann weiter gegen NW. aus und es beherrschen das im Streichen gelegene Kwasny-Thal die grünen Gesteine (Schiefer 17 und Gneisse 18) der älteren Formation.

Kwasny-Thal, Czorny Groń, Pop Iwan.

Im genannten Kwasny-Thale dem Bache aufwärts folgend, erreicht man oberhalb der Waldgrenze einen Thalkessel, den im O. der Czorny Groń-Rücken, im S. dagegen eine steile Felswand begrenzt, über welch' letztere der Kwasny-Bach in kleineren Wasserfällen herunterstürzt. Am Westhange des Czorny Groń (wo auf der Karte der Anfangsbuchstabe C. steht), beobachtete ich typische, relativ weiche, mit Säuren behandelt, brausende, Hornblende-Epidotschiefer (von hier auch der Schliff bei 21). Sie stehen da mit den grünen Quarzglimmerschiefern (17) in Verbindung, während gleich südlich von hier, am Czorny Groń (dem Hauptkamme näher) feinparallelstruirte Biotitgneisse (15) auftreten.

An der erwähnten steilen Felswand bemerkt man eine Mannigfaltigkeit von Gesteinstypen, die vorwiegend der zweiten Serie (β) zum geringeren Theile der ersten Serie (α) angehören und in einer ähnlichen eigenthümlichen Verknüpfung mit einander stehen, wie dies im Riu Vaser- und auch kurz vorher im Krywe-Thale gesehen wurde. Aus der ersten Serie wären von da anzuführen: Biotitgneisse (11), hier zum Theil auch mit grösseren Feldspathkörnern und grün gefärbten Biotit; feinkörnige, quarzreiche Gneisse mit cohärenten Blättern und feine Schüppchen dunklen Biotits führend (16) — aus der zweiten Serie: grüne Gneisse (18) und Schiefer, dann rhomboedrische Carbonate führende Hornblende-Epidotgesteine mit Pyrit (von letzteren Schliff *b*) bei 20) u. s. w

Oberhalb der Felswand eröffnet sich ein kleinerer (oberer) Thalkessel, auf dessen Grunde sich ein kleiner See befindet. In der Nähe des Sees traf ich arcosenartige Gneisse (19) an, während die steilen Wände des Thalkessels sehr quarzreiche Schiefer zusammensetzen, die zum Theil den grünlichen Quarzglimmerschiefern (17) entsprechen, zum Theil dagegen als Biotitschiefer mit meist ausgeblichenem Biotit (10) anzusehen sind. Die Schiefer streichen von hier in einer Zone nach NW. und andererseits nach SO. hin, indem sie die, der Pop Iwan-Kuppe im NO. vorlagernden Felsen zusammensetzen und auch auf der Nordseite des Pop Iwan, wo bereits der Sattel beginnt, anzutreffen sind.

Auf diese Schieferzone folgen gegen SW., die mächtige, aus drei kleineren Spitzen bestehende Kuppe des Pop Iwan zusammensetzend, biotitreiche Gneisse (14). Letztere sind feinkörnig und besitzen eine ausgesprochene feine Parallelstructur, die durch glimmerreiche Blätter charakterisirt wird, wobei der Glimmer stets in kleinen Schüppchen erscheint. Die häufig auftretenden, die Grösse einer Haselnuss erreichenden Orthoklaskrystalle verleihen dem Gestein das Aussehen von Augengneiss (von hier Schliff bei 14). Auffallenderweise sind dieselben blos auf die Kuppe des Pop Iwan beschränkt und es herrschen auf dem hohen, sich nach SO. abzweigenden Gebirgsrücken, der mit dem Pop

Iwan den Hauptkamm bildet, zwar sonst ganz ähnliche Gneisse (15, die jedoch niemals porphyrisch ausgeschiedene Feldspathe enthalten.

Wie man es am Pop Iwan und in dem erwähnten südöstlichen Theile des Hauptkammes stellenweise annähernd deutlich sehen kann, verflächen die Gneisse im Allgemeinen steil nach SW. Auf der mit 1880 Meter berechneten Kuppe des Hauptkammes, sieht man (vom Pop Iwan-Gipfel aus betrachtet) die Schichten aus einer steilen südwestlichen Neigung sich nach oben zu etwas nach NO. vorneigen. Es scheint auch überhaupt der Pop Iwan-Hauptkamm dem südlichen, erhaltenen Schenkel einer grossen Antiklinale zu entsprechen.

Die in Rede stehenden Gneisse, insbesondere die Augengneisse, zeichnen sich durch ihre lichte Färbung aus. Sie neigen zur Felsbildung und zerfallen, ähnlich wie die Gneisse der Greben-Masse, in mehr kantige Blöcke und Gesteinsstücke. Sie nehmen eine orographisch ganz dominirende Stelle ein, und wurden dieselben im Streichen weder im Krywe- noch sonst in einem anderen Thale beobachtet.

Wenn auch nur sehr untergeordnet, treten jedoch auch in dieser Gneisszone, abgesehen von sehr quarzreichen Gesteinen, die grünlichen Quarzglimmerschiefer (17) auf: so z. B. im nördlichen Theile der Pop Iwan-Kuppe, dann auf der Kuppe 1880 Meter, und weiter südöstlich bei der Kammhöhe 1592 Meter u. s. w. Auch die Varietät der pegmatitischen Gneisse, der wir vorher im Krywe-Thale an einer Stelle begegneten, wurde hier stellenweise beobachtet; so z. B. auf dem vom Pop Iwan zur Kuppe 1880 Meter hinüberführenden Sattel. Es sind hier eben in der Zone der biotitreichen Gneisse auch die Gesteine der zweiten Serie, wenn auch nur untergeordnet vertreten und mit den ersteren verknüpft, während wir vorher, so im Krywe-Thale und am Czorny Groń das entgegengesetzte Verhältnis, nämlich das Vorherrschen der Gesteine dieser zweiten Serie beobachteten.

Zerban, Thal des Bieli potok.

Auf dem vom Pop Iwan nach SW. zum Zerban hinziehenden Kamme, den ich auf der Nordwestseite längs der Waldgrenze beging, folgen auf die früheren Gneisse (14, 15), flasrige und meist knotig entwickelte Biotitschiefer mit Granaten (von letzteren der Schliff bei 10). Sie treten stellenweise, so am Nordgehänge des Zerban, mit streifigen quarzreichen Gneissen (12, die sich hier überall mehr weniger den Greben-Augengneissen 13 nähern), in Verbindung, welch' letzteren sich an der genannten Stelle untergeordneter auch arcosenartige, grünliche Gneisse und fast reine Quarzite einschalten.

Während westlich vom Zerban, auf dem zur Poloninka führenden Sattel wieder die grünen Quarzglimmerschiefer (17) auftreten, herrschen auf dem sich vom Zerban nach S. abzweigenden Rücken die früher erwähnten Gesteine. So wurden anfangs auf der Westseite des Zerban die streifigen Gneisse (12), dann weiter südlich auf der Westseite des Rückens (näher der Kammhöhe 1518 Meter) — wo steile Felspartien zahlreiche Aufschlüsse bieten — flasrige bis stenglig riefige Biotitgneisse (11, zum Theil Uebergangsformen zu 10), ferner grobflasrige und streifige Gneisse (12, die sich hier den Greben-Gneissen 13 nähern), quarzreiche

feinkörnige Gneisse mit zerstreuten tombackbraunen Biotitschüppchen (16) und untergeordneter auch die arcoseartigen Albitgneisse (von hier der Schliff bei 19) beobachtet. Das Verflächen der Schichten ist da im Allgemeinen ein nordwestliches.

Südlich von der erwähnten Kammhöhe 1518 Meter herrschen am Kamme flasrige Biotitgneisse, die stellenweise dickblättriger werden und etwas grössere Feldspathindividuen führen. Es scheidet sich in ihnen nicht selten Quarz in Adern und Linsen aus; auch zeigen sie einige Tendenz zum Zerfallen in grosse und etwas abgerundete Blöcke.

Es walten somit im Allgemeinen auf dem Pop Iwan-Zerban und auf dem südlichen Zweigrücken des letzteren, die Gesteine der ersten Serie vor, während jene der zweiten Serie hier durch die arcoseartigen Gneisse, und zwar nur ganz untergeordnet repräsentirt erscheinen.

Viel Interessantes, insbesondere in petrographischer Beziehung, bietet das oberste Thal des Bieli potok, dessen Hauptquellen sich auf der NW.-Seite des Pop Iwan befinden. In der mit 588 Meter berechneten Thalsohlhöhe, am Fusse des Strunzeń Groń, nimmt der Bieli potok den vom Zerban kommenden Jawornikowy potok auf, fliesst dann weiter in einem mehr offenen Thale fast genau von O. nach W. und erreicht bei Trebusa die Theiss. Aus dem Vergleiche der erwähnten Thalsohlhöhe 588 Meter mit der Höhe seiner Quellen, die nicht weit unterhalb der Pop Iwan-Kuppe 1940 Meter zu Tage treten, sowie in Berücksichtigung der nicht ganz 5 Kilometer in Luftlinie betragenden Entfernung zwischen den genannten Höhen, ist schon im Vorhinein auf ein starkes Gefälle des Oberlaufes des Bieli potok zu schliessen. Sein Bachbett wird hier stellenweise durch das Felsgerüste krystallinischer Gesteine in enge Schluchten eingezwengt, die man hie und da nur durch ein Wathen in den schäumendreissenden Gewässern passiren kann. Wo dagegen der Bach die krystallinischen Kalkzonen verquert, die, wie es vorläufig erwähnt werden soll, allem Anscheine nach discordant über der Gneissformation lagern, sind die abschüssigen Gehänge meist mit einem weichen abrutschbaren Schutte bedeckt. Trotzdem ist das Thal dicht bewaldet und bietet keine Aussicht, was eine Orientirung in geologischer Beziehung sehr erschwert. Die Zurücklegung des Weges längs dem Bieli potok, von der Waldgrenze unter Pop Iwan bis zur Thalsohlhöhe 588 Meter, nahm einen halben Tag in Anspruch.

An der Waldgrenze unter Pop Iwan beobachtete ich am Bieli potok vorwiegend flasrige Biotitschiefer, über denen dann tiefer unten im Thale eine krystallinische Kalkzone folgt, bis man, dem Bache abwärts folgend, wieder die Gesteine der Gneissformation erreicht, die aus Biotitschiefern und den streifigen Gneissen (meist Uebergangsformen zu 13) bestehen und denen sich auf einer kurzen Strecke, steile Felsen bildend, rhomboedrische Carbonate führende Hornblende-Epidotschiefer zugesellen (hiezu Schliff bei 21). Dann verquert man abermals eine krystallinische Kalkzone, in deren Liegendem bachabwärts flasrige Biotitschiefer und dann, durch längere Zeit, vorwiegend streifige, quarzreiche Gesteine (12) folgen, die sich mehr weniger den Greben-Augengneissen nähern und wie gewöhnlich in eckige Blöcke und Stücke zerfallen. An der Vereinigung mit Jawornikowy potok machen sich schliesslich die grünlichen Quarzglimmerschiefer bemerkbar, die wir

vorher im Streichen auf dem westlichen Zerban-Sattel, gegen die Połoninka zu, angetroffen haben. —

Aus dem Gesagten folgt somit im Allgemeinen, dass in dem von der älteren Formation eingenommenen Ruszpolyanaer Pop Iwan-Gebirge, die Gesteine der zweiten Serie im nordwestlichen Theile (Krywe-Kwasny-Thal), dagegen im südöstlichen (Pop Iwan-Zerban) die Gesteine der ersten Serie vorwiegen — wie auch ein ganz analoges Verhältnis in der Gneissformation des Riu-Thales, von Lunca Balmos bis Suliguli, beobachtet wurde. Nur nehmen hier die Pop Iwan-Augengneisse bei einer fast centralen Stellung die orographisch dominirendste Lage ein, während die Greben-Augengneisse bei einer ähnlichen Stellung eine mehr innere, an die Thalsohlen gebundene Lage zu behaupten scheinen.

Der Sczewora- und Menczul-Magura-Gebirgsrücken.

Bevor ich auf die krystallinischen Kalkzonen des Bieli potok- und Theiss-Thales zu sprechen kommen werde, erscheint es zweckmässiger, vorher noch die sich im W. und N. an das ältere Gneissgebirge anschliessende und bereits im Krywe-Thale angetroffene Schieferformation des Ruszpolyanaer Gebietes in Kürze zu beschreiben. Eine Uebereinanderfolge der letzteren über das erstere, resp. die gegenseitige Abgrenzung, wurde zwar nirgends direct, wie in dem bekannten Baitia-Profile (Taf. VII, Fig. 2) beobachtet. Da jedoch auch hier die Schieferformation fast ausschliesslich aus Phylliten besteht und im Ganzen genommen eine sehr verschiedene Entwicklung von der Gneissformation aufweist, da ferner in ihrem Hangenden auf mehreren Stellen hochkrystallinische Kalkzonen, hie und da auch Kieselschiefer (meist nur in Spuren) auftreten, so kann man dieselbe wohl mit Recht, ähnlich wie dies bereits im Rika- und Krywe-Thale geschah, der jüngeren Schieferformation des Riu Vaser-Czeremosz-Gebietes gleichstellen und als Hangendcomplex der Gneissformation betrachten, wofür auch die allgemeinen Lagerungsverhältnisse sprechen.

Folgt man nun dem langen, aus dem Theiss-Thale bei Trebusa nach O. über Sczewora 1467 Meter, zur Berlebaszka 1736 Meter hinziehenden Gebirgsrücken, so trifft man anfangs in der Gegend des Mundasz 1100 Meter, am Kamme, wiederholt Kieselschiefer, dann Bildungen, die sich den Kieselschiefer-Breccien der Piatra baici nähern, ferner meist dunkle, zum Theil verrucanoartige Quarzite, von welchen man mitunter nicht mit Sicherheit sagen kann, ob man es nicht bereits schon mit echten Quarz-Breccien, resp. Conglomeraten zu thun hat. Ausserdem tritt hier an einer Stelle (NO. von Mundasz) auch ein geringes Vorkommen von dunkel gefärbten, feinkrystallinischen Kalken und schwärzlichen etwas abfärbenden Kalkglimmerschiefer mit verschiedenen Silicaten (Glimmer in sehr feiner Vertheilung) auf. Im Allgemeinen sind dies somit Bildungen, wie wir sie zum Theil in den krystallinischen Kalkzonen, und zwar jenen von der dunkel quarzitischen Facies (Repede, Sniapenu u. s. w.) selbst, zum Theil aber, wie z. B. die Kieselschiefer, in der Nähe von krystallinischen Kalkzonen beobachtet haben.

Abwechselnd mit diesen Bildungen treten am Kamme phyllitische Schiefer auf, die theilweise ebenfalls noch der krystallinischen Kalkzone

des Kammes angehören dürften. Letztere erscheint hier jedoch im Allgemeinen sehr mangelhaft entwickelt und vielfach unterbrochen, weshalb auf der Karte nur die eigentlichen Kalkbildungen ausgeschieden wurden. Bezeichnend ist hier auch das Auftreten einer kleinen Kreidescholle im NO. von Mundasz.

Das Liegende obiger Bildungen nehmen ausschliesslich Phyllite der Schieferformation ein, welche am ganzen Gebirgsrücken bis zur Sczewora, so weit dies nämlich die mangelhaften Aufschlüsse erkennen liessen, nach NW., somit anormal verflächen.

Zu betonen wäre hier, dass in dem Pop Iwan - Gebirge ein anormales Verflächen der Schichten nach NW. (Sczewora, Bieli potok, Zerban) allgemein eintritt — sowie dem genannten Gebirge ein höchst eigenthümlicher, fächerförmiger Bau zukommt, womit auch in orographischer Beziehung ein strahlenförmiges Auslaufen von Gebirgsrücken aus einem Centrum, dem Pop Iwan, correspondirt.

Auf der erwähnten Sczewora selbst, herrschen vorwiegend glimmerarme, dickblättrige und grobklotzig zerfallende Phyllite mit häufig stark gefalteten Quarzblättern vor, die noch ziemlich deutlich der bekannten Varietät der Crecela-Schiefer aus dem Riu Vaser-Thale entsprechen.

Auf dem langen von der Berlebaszka nach WNW. über Menczul 1500 Meter und Magura 1489 Meter hinziehenden Gebirgsrücken, der die Wasserscheide zwischen den Zuflüssen der Weissen und der vereinigten Theiss bildet, sind dagegen dünnblättrige und glimmerreichere Phyllite vorherrschend. Kurz vor Erreichung des genannten Menczul wäre noch am Kamme ein geringes Vorkommen von Kieselschiefern zu constatiren.

Weiter im NW. treten hierauf am zweiten Menczul 1380 Meter, der die nordöstliche Ecke der krystallinischen Zone einnimmt, wieder die Gesteine der älteren Gneissformation auf. So traf ich auf der Südseite der Menczul-Kuppe Biotitgneisse mit feiner Parallelstructur (15), dann solche mit grösseren Feldspathkörnern und braunem sowie grünem Biotit in grösseren Blättern an, welch' letztere speciell jenen ganz ähnlich sind, die vorher im unteren Thalkessel des Pop Iwan (Felswand westlich vom Czorny Groń, vergl. pag. 426) mit Hornblende-Epidotgesteinen u. s. w. beobachtet wurden.

Westlich vom Menczul, auf dem Wege in's Theiss-Thal, wurden an mehreren Stellen im Liegenden der sicher cretacischen, fossilienführenden Sojmul - Sandsteinscholle, auf der Ost- und Südseite der letzteren, typische feinkrystallinische, weisse bis etwas bläuliche, breccienartige Dolomite in Vergesellschaftung mit den charakteristischen graublauen Kalkschiefern, die in geringer Mächtigkeit vorkommen, angetroffen.

Das Theiss-Thal von Wilchowaty flussabwärts bis Trebusa, Kalkzonen daselbst und im Bieli potok-Thale.

Im Theiss-Thale selbst herrschen von Wilchowaty (zu Berlebas) flussabwärts glimmerarme dickblättrige Phyllite, den glimmerreicheren gegenüber, bedeutend vor. Sie zerfallen in grosse Blöcke, sind mehr weniger grünlich gefärbt, und es zeigen ihre Quarzblätter nicht selten feine Fältelungen, wodurch sie im Allgemeinen etwas an die älteren

Quarzschiefer des Pietrosu (1) erinnern, mit denen sie jedoch sonst nichts gemeinsames haben. Die weisslichen Crecela-Schiefer dagegen scheinen im Theiss-Thale nicht mehr vorzukommen. Jedenfalls aber treten dieselben von dem oberen Riu Vaser-Gebiete (Crecela-Alpe) in der Richtung nach NW. immer mehr zurück, wobei sie von anderen Schiefervarietäten ersetzt werden.

In Folge Vorherrschens der quarzreichen festen Gesteine, ist hier auch der landschaftliche Charakter der Gegend ein etwas anderer, wie dies sonst in Gebietsgegenden der Schieferformation zu sein pflegt; die Gehänge des Theiss-Thales sind ziemlich steil und felsig, das Thal selbst relativ eng.

Wendet man sich in Berlebas aus dem Theiss-Thale nach O., in das Berlebasz-Thal, so bemerkt man gleich beim Eingange in das erwähnte Seitenthal hie und da Blöcke von dunklen, zum Theil verrucanoartigen Quarziten, ausserdem Kieselschiefer in Spuren, somit bekannte das Hangende der Schieferformation bezeichnende Bildungen. Höher bachaufwärts herrschen die grünlichen Phyllite vor, die oft (Malý Berlebaski p.) mit mächtigen Blöcken das Bachbett bedecken.

Unterhalb von Berlebas treten am linken Theiss-Ufer [1]) feinkrystallinische Kalke (Dolomite) auf, die unbedeutende Einlagerungen in grünlichen, rhomboedrische Carbonate führenden Glimmerschiefern bilden (wie in der Kalkzone des Krywe-Thales, vergl. pag. 425), bis man bald darauf thalabwärts eine grössere krystallinische Kalkzone erreicht, die sich in ihrer Ausbildung ganz wieder den Kalkzonen von der quarzitischen Facies anschliesst (und dementsprechend auch so auf der Karte bezeichnet wurde), dabei jedoch manche neue Eigenthümlichkeiten aufweist. So kommt derselben im Allgemeinen eine noch entschiedenere Neigung zur klastischen Entwickelung einzelner Gesteinsglieder zu, die im schliesslichen Auftreten echter Sandsteine gipfelt. Ausser hochkrystallinischen und klastischen Gesteinen weist die Zone noch eine Reihe von halbkrystallinischen Gebilden, die eben am verbreitetsten sind, auf und ist auch diese Vereinigung von so verschiedenen, in der Natur jedoch ineinander übergehender Gesteinsglieder zu einem einheitlichen, nicht zu trennendem Complexe, das Charakteristische für die in. Rede stehende Kalkzone.

Aehnliche Kalkzonen treten dann thalabwärts noch an einigen Stellen auf und erreichen dieselben andererseits eine grosse Verbreitung im mittleren und oberen Thalgebiete des Bieli potok, von wo sie nun gleich näher beschrieben werden sollen. Es wäre hier nur noch zu erwähnen, dass oberhalb von Trebusa am rechten Theiss-Ufer und im nordöstlichen Streichen von Trebusa, d. i. im Lasczynki-Thale, Gesteine der älteren Gneissformation zu Tage treten; so z. B. auf der ersterwähnten Localität Biotitgneisse, mit feinen tombackbraunen Biotitschüppchen (16), Hornblendegesteine, diese z. Th. mit strahlsteinartiger Hornblende (siehe bei 20) u. s. w.

Im Bieli potok-Thale machen sich gleich anfangs am Grunde der, den Eingang dieses Thales einnehmenden Kreidescholle an einer Stelle

[1]) Auf der ganzen Strecke von Rahó bis Trebusa folgte ich fortwährend dem linken Theiss-Ufer.

feinkrystallinische, durch organische Substanz ziemlich stark verunreinigte Kalke und gleich daneben Kieselschiefer bemerkbar. (Vergl. Karte Taf. VI.) Thalaufwärts dagegen folgen im Liegenden der Kreidescholle grünliche Glimmerschiefer, die dann rhomboedrische Carbonate aufnehmen. Dieselben zeigen stellenweise ziemlich deutlich ein Verflächen nach NW.

Ueber den Schiefern treten hierauf höher am linken Thalgehänge, in einer Reihe von ganz hangenden Felsen aufgeschlo sen, feinkrystallinische Dolomite (wohl auch magnesiahältige Kalke) mit graublauen Kalkschiefern auf. In letzteren erscheint zum Theil Glimmer auch in ziemlich reichlicher Menge, weshalb dieselben dann als graublaue Kalkglimmerschiefer zu bezeichnen wären.

Dieser Kalkzug, welcher das rechte Thalgehänge nicht erreicht, streicht andererseits nach SO. über den 1276 Meter hohen Kamm des Prislop bis in das Thal des Bystry-Baches hinüber, wobei er sich vorwiegend auch hier auf jene bekannte Art an den Rand der cretacischen Masse des Menczul (1368 Meter) hält.

Bachaufwärts, wo wieder die früheren Schiefer die Thalgehänge des Bieli potok beherrschen, machen sich hie und da Blöcke von z. Th. verrucanoartigen Quarziten bemerkbar. Auch fanden sich hier Blöcke einer echten Breccie vor, die aus, mit einem kalkhältigen Bindemittel fest verkitteten Bruchstücken von Quarzphylliten besteht und welche, mit Ausnahme des kalkhältigen Bindemittels, ganz den Phyllitbreccien von La Fintina Stancului (pag. 416) entspricht.

Nachdem wir vorher in den verschiedenen Kalkzonen des Riu Vaser-Gebietes wiederholt ähnlichen Gebilden begegnet haben, sind auch hier die obigen Quarzite und ebenso auch die Breccien als dem Horizonte von krystallinischen Kalkzonen angehörend zu betrachten, dem wohl auch ein Theil der phyllitischen, z. Th. kalkhältigen Schiefer zuzuzählen wäre. Dies ist um so wahrscheinlicher, als hier Kalkbildungen wiederholt auftreten und man sich überhaupt im unteren Bieli potok-Thale vorwiegend im Horizonte einer krystallinischen Kalkzone bewegt, die sich in ihrer bisherigen Ausbildung mehr an jene von der hochkrystallinischen Facies anschliesst.

Auf der Karte wurden jedoch nur die eigentlichen Kalkbildungen eingezeichnet, da vor Allem die erwähnten Glimmerschiefer von der liegenden Schieferformation nur ganz willkürlich getrennt werden könnten und andererseits die Quarzite und Breccien nirgends im Schichtverbande angetroffen wurden.

Oberhalb der Mündung des Rozisz mały treten abermals hochkrystallinische Kalke, hie und da durch organische Substanzen dunkel gefärbt, in einem zweiten Zuge auf, der auf das rechte Thalgehänge nicht weit hinaufreicht, am linken Thalgehänge dagegen in einer unterbrochenen Zone, über Prislop hinüber bis in das Bystry-Thal streicht.

Oberhalb dieses Kalkzuges herrschen im Bieli potok-Thale die früher erwähnten grünlichen, phyllitischen, z. Th. rhomboedrische Carbonate führenden Glimmerschiefer, von, wie bis jetzt stets hochkrystallinischem Aussehen, bis an der Mündung des Rozisz wielki abermals krystallinische Kalke mit den graublauen Kalkschiefern zum Vorschein kommen. Letztere besitzen nur geringere Mächtigkeit und

fallen steil nach NW. ein. Wir erreichen hier bereits jene eigenthümliche krystallinische Kalkzone, in der höher im Thale echte Sandsteine in directem Schichtverbande auftreten, die jedoch thalabwärts mit den vorigen hochkrystallinischen Kalkzonen (und den phyllitischen Schiefern) ganz unmerklich verfliesst.

Die erwähnten, an der Mündung des Rozisz wielki anstehenden massigeren Kalke sind stellenweise auch schwach rosaröthlich gefärbt (vergl. Gurguiata-Thal, pag. 392). Durch Aufnahme vonGlimmer gehen dieselben z. Th. in Kalkglimmerschiefer über.

Von diesem Kalkzuge bachaufwärts herrschen im Thale, in dem man fortwährend ein nordwestliches Verflächen der Schichten beobachtet, phyllitische und meist kalkhältige Glimmerschiefer, die jedoch in ihrer Ausbildung, je nach dem Korn und der Stärke der Blätter, eine grosse Mannigfaltigkeit zeigen. Es sind dies z. Th. dünnblättrige Schiefer von hochkrystallinischem Aussehen, z. Th. dick und undeutlich geschichtete bis grobkörnige Gesteine (grobkörnige krystallinische Schiefer) von fast klastischem Aussehen und ausserdem grobe verrucanoartige Quarzite. Nebst der vorwiegend grünlichen Färbung erscheinen diese Gesteine stellenweise auch röthlich gefärbt.

Im Bereiche dieser Schiefer und Quarzite beobachtete ich an einer Stelle, am rechten Bachufer (siehe Karte Taf. VI), ein geringes Vorkommen von ganz dunklen, den Kieselschiefern entsprechenden Gesteinen, während höher thalaufwärts sich wieder Kalkbildungen einschalten, die sich aber nur im Schutte auf den Thalgehängen finden. Letztere bebestehen aus graublauen und grauen Kalkschiefern bis Kalkglimmerschiefern, die sich z. Th. noch direct den bekannten hochkrystallinischen Kalkschiefern anschliessen, z. Th. dagegen einen sandsteinartigen Habitus gewinnen, der hauptsächlich darin besteht, dass im Gegensatze zu den in den einzelnen Blättern sehr homogen aussehenden Kalkschiefern hier die Abgrenzung eines jeden Kornes mehr weniger deutlich hervortritt. [1])

Thalaufwärts herrschen durch einige Zeit die früheren Schiefer von vorwiegend hochkrystallinischem Aussehen, denen sich höher wieder massige feinkrystallinische breccienartige Dolomite einschalten, welch' letztere z. B. in dem kleinen, von SO. (von Ohraba) kommenden Seitenthale eine ziemlich grosse Felspartie bilden. Gleich höher, dem Anscheine nach im Liegenden der Dolomite, resp. phyllitischen Schiefer, treten echte Sandsteine, steil nach NW. verflächend, auf.

Letztere sind fein- bis grobkörnige, feste, parallelstruirte, grauwackenartige Gesteine, deren Natur namentlich im Zustande weiter fortgeschrittener Verwitterung deutlicher zu erkennen ist, indem eckige Quarzstückchen an der Oberfläche hervortreten, die durch mehr weniger tiefe Rinnen von einander getrennt sind. Wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, liegen hier thatsächlich echte Sandsteine vor, die hauptsächlich aus Quarz, stark verwitterten quarzreichen Schieferfragmenten

[1]) Aehnlich wie in der Repede- und anderen Kalkzonen von quarzitischer Facies, wurden auch hier in den betreffenden Zonen des Bieli potok- und Theiss-Thales überall die Hauptzüge der eigentlichen Kalkbildungen auf der Karte ersichtlich gemacht.

und dgl. bestehen, welche durch ein kalkhältiges Bindemittel fest verbunden sind.

Die Sandsteine sind graublau bis grau gefärbt und nicht selten von, mit weissem Calcit ausgefüllten Sprüngen durchzogen. Auffallenderweise sind sie auch z. Th. den später zu erwähnenden untercretacischen Sandsteinen der nördlichen Sandsteinzone zum Verwechseln ähnlich. Es existiren jedoch nach dem vorher Gesagten Mittelformen, die diese Sandsteine mit voller Sicherheit, und zwar mit den hochkrystallinischen graublauen Kalkschiefern in eine Formenreihe unterbringen lassen. Die in anderen Kalkzonen vorher angetroffenen grauen, sandsteinartigen Kalkglimmerschiefer (Repede, Sniapenu, Pentaja-Laba u. s. w.) gehören dagegen einer zweiten Formenreihe an, die sich von den typischen dunklen Kalkglimmerschiefern (vergl. pag. 372) ableitet.

Die erwähnten grauwackenartigen, vorwiegend ziemlich dick geschichteten Sandsteine führen Zwischenlagen von Schiefern, welche sich den früher, so z. B. in der Repede-Kalkzone beobachteten milden Sandsteinen (pag. 378) anschliessen, z. Th. jedoch auch dem entsprechen, was man gemeiniglich als Thonschiefer bezeichnet.

Gleich höher, wo die mit den Sandsteinen abschliessende Kalkzone ihre östliche Grenze im Thale findet, treten unvermittelt die Gesteine der älteren Gneissformation in steilen Felsen auf.

Aus dem Bieli potok-Thale zieht diese Kalkzone, parallel zu der hochkrystallinischen Prislop-Kalkzone verlaufend, in südöstlicher Richtung über die Połoninka 1625 Meter in das Thal des Bystry potok hinüber, wo sie überall, so z. B. an der Połoninka selbst (trotz der, jedenfalls in der Natur weniger frappirenden Verschiedenheit von Gesteinen, da man hier die allmäligen Uebergänge genauer beobachten kann) als ein einheitlicher Schichtcomplex erscheint.

Da das Einfallen der Schichten im Bieli potok-Thale von Anfang an bis jetzt ein nordwestliches war, so könnte man glauben, dass man thalaufwärts fortschreitend zu immer liegenderen Schichten gelangt, was jedoch nicht anzunehmen und die Erscheinung sehr wahrscheinlich auf zahlreiche kleinere verticale Verschiebungen zurückzuführen ist. Es ist eben an dem festzuhalten, dass die Połoninka - Kalkzone wie auch die hochkrystallinische Kalkzone von Prislop u. s. w. (nachdem in der Wirklichkeit beide Kalkzonen ganz allmälig ineinander übergehen, wie man dies insbesondere im Thale des Bieli potok selbst wahrnehmen kann), einem und denselben Horizonte angehören und das Hangende der Schieferformation bezeichnen.

Wie schon erwähnt, stösst die Połoninka-Kalkzone im O. unmittelbar an die ältere Gneissformation an. Es erinnert dies ganz an die Lagerungsverhältnisse der Kalkzonen von Suliguli, Sniapenu u. s. w. im Riu Vaser-Thale. Aehnlich wie dort, ist auch hier eine discordante Lage der Połoninka-Kalkzone gegen die Gneissformation anzunehmen, wobei es ebenfalls schwer zu entscheiden ist, ob dies in diesem Falle Folge einer grösseren verticalen Verschiebung oder, was wahrscheinlicher erscheint, die Folge eines allmälig eintretenden discordanten Uebergreifens der Kalkzone über die Schieferformation hinweg auf die Gneissformation ist. Hiebei wäre die auffallende Erscheinung zu betonen, dass in allen Fällen der vermeintlich discordant über der Gneiss-

formation sich lagernden, oder an letztere auf diese Art anstossenden Kalkzonen, letztere sich am meisten von der hochkrystallinischen Facies entfernen (Sniapenu, Poloninka, Theiss-Thal u. s. w.). Andererseits ist hier noch einmal die nicht genug zu schätzende Thatsache in Erinnerung zu bringen, dass in den Rodnaer Alpen die obere Kalkzone im Momente, wo sie von der oberen Schiefer-Abtheilung befreit wird und selbst eine hangende Lage annimmt (Repede-Kalkzone), dieselbe gleichzeitig auch eine vielfach abweichende und im Allgemeinen minder hochkrystallinische Facies erreicht.

Eine ähnliche, wohl ebenfalls discordante Lage dürfte auch der höher im Bieli potok-Thale auftretenden, obersten Kalkzone zukommen, die eine Art von muldenförmiger Ausfüllung bildet. Sie zeigt eine den Kalkzonen der Poloninka und des Theiss-Thales ganz ähnliche Entwickelung. Es wurden in derselben untergeordnet auch die dunklen bis fast schwarzen Kalkglimmerschiefer und die sich von ihnen ableitenden grauen sandsteinartigen Kalkglimmerschiefer (wie in den Zonen von Repede, Sniapenu, Suliguli u. s. w.) beobachtet.

Am östlichen Ende dieser Kalkzone treten in ihrem Hangenden am Kamme, nördlich vom Pop Iwan, Tuffgesteine, ausserdem in geringer Mächtigkeit feste, körnige Quarzite, Quarzconglomerate und glimmerige Sandsteine auf. Letztere, die nach unten allmälig mit den Bildungen der Kalkzone zusammenfliessen, dürften bereits dem Verrucano angehören, sowie auch die über ihnen lagernden kleinen Kalkschollen triadisch sein dürften, auf was wir noch im folgenden Abschnitt genauer zu sprechen kommen werden.

Was nun das Vorkommen von echten Sandsteinen in den krystallinischen Kalkzonen des Bieli potok-Thales anbelangt, so kann uns dies jetzt insoferne schon nicht mehr befremden, als wir bereits früher in anderen Kalkzonen sandsteinartigen Bildungen (Repede), echten Breccien (Suliguli) u. s. w. begegnet sind, und es auch überhaupt kaum noch einem Zweifel unterliegen kann, dass zum Mindesten die oberen krystallinischen Kalkzonen, und somit auch ihr Hangendes, die obere Schiefer-Abtheilung, metamorphosirten paläozoischen Formationen entsprechen.

In petrographischer Beziehung erinnerten mich insbesondere die phyllitischen Schiefer und Kalkbildungen der krystallinischen Kalkzonen des Gebietes an die, nach älteren Aufnahmen als Silur bezeichneten Schichten der Alpen, wie ich solche, wenn auch nur flüchtig, am Semmering (Pinkenkogel), bei Zell am See (auf dem Weg zur Schmittenhöhe) u. s. w. zu beobachten Gelegenheit hatte. Andererseits fand ich jedoch auch eine nicht zu verkennende, ja bedeutende Aehnlichkeit zwischen den krystallinischen Kalkzonen des Gebietes, speciell jenen von quarzitisch-sandsteinartiger Facies, und der Dyasformation von Eisenkappel in Kärnten vor, wo ich die letztere im l. J., als ich Herrn F. Teller während einiger Tage auf seinen wissenschaftlichen Excursionen begleitete, kennen zu lernen in der Lage war. Wie wir später sehen werden, treten in diesen Zonen in gewissen Gebietstheilen auch Tuffe und Diabase auf, und hat mich das Vorkommen von ähnlichen Gesteinen in der Dyasformation von Eisenkappel nur umso mehr in der obigen Ansicht bestärkt. Da wir auch später die Kalkzonen in directem Verbande mit

Verrucano antreffen werden, so ist es einigermassen wahrscheinlich, dass die als paläozoisch bezeichneten, nicht horizontirten, krystallinischen Kalkzonen des Gebietes, von unterdyadischem oder nicht viel grösserem Alter sein dürften.

Zum Schlusse der Betrachtungen über das nördliche krystallinische Gebiet wäre noch im Allgemeinen zu erwähnen, dass in demselben die Anordnung der beiden Haupt-Schichtcomplexe, d. i. der Gneiss- und Schieferformation (die jedoch zusammen der mittleren Schieferabtheilung der Rodnaer Alpen entsprechen) eine mehr horizontal-centrale ist, während in den Rodnaer Alpen die drei grossen Schieferabtheilungen vertical übereinanderfolgen.

B. Dyasformation.

Im vorigen Abschnitte wurde die Ansicht ausgesprochen, dass gewisse Hangendcomplexe der krystallinischen Formation paläozoisch und speciell die oberen krystallinischen Kalkzonen unterdyadisch oder nicht viel älter sein dürften, da in den letzteren auch echte Sedimente erscheinen und dieselben andererseits an gewissen Stellen direct von Verrucanobildungen überlagert werden.

Da jedoch die oberen Kalkzonen den Verrucano- und Triasbildungen gegenüber, eine gewisse Selbstständigkeit aufweisen und sich ausserdem die letzteren, nicht aber auch die Kalkzonen, mit einiger Sicherheit mit geologisch bestimmten Horizonten, resp. Formationen parallelisiren liessen (wenn man überhaupt bei fossilleeren Schichten von einer Horizontirung im strengen Sinne des Wortes sprechen kann), so wurden eben die Kalkzonen getrennt von Verrucanobildungen behandelt und dem entsprechend auch so auf der Karte eingezeichnet. Auch würde sonst in Anbetracht der die Kalkzonen stellenweise überlagernden mächtigen Complexe krystallinischer Schiefer (obere Abtheilung) eine Vereinigung der Kalkzonen mit den Verrucanobildungen etwa zu einer einzigen Formation, Schwierigkeiten auch noch in anderen Beziehungen verursachen.

Waren wir im vorigen Abschnitte bestrebt nachzuweisen, dass die an verschiedenen Orten angetroffenen Kalkzonen trotz bedeutender Unterschiede in ihrer Faciesentwicklung — wie hochkrystallinische, quarzitische, krystallinisch-klastische — dennoch einem und demselben Horizonte angehören (weshalb sie auch stets als obere krystallinische Kalkzonen benannt wurden), so werden wir jetzt, der Kürze halber, für dieselben in gewissen Fällen die Bezeichnung „unterdyadisch“ gebrauchen, womit jedoch keine strengere Horizontirung gemeint werden soll.

Die dem Verrucano zugerechneten Bildungen bestehen aus festen körnigen Quarziten, Quarz-Conglomeraten und Breccien, in denen die Quarzfragmente durch eine quarzige Bindemasse sehr fest miteinander verkittet werden. Nicht selten erscheinen diese Bildungen auch von Quarzadern durchzogen. Sie sind im Allgemeinen lichtgrau bis weisslich, ziemlich häufig aber auch roth gefärbt und neigen im Allgemeinen zum Zerfallen in grosse abgerundete Blöcke. Häufig, wenn auch nur stets untergeordnet, treten in ihnen rothe glimmerreiche Sandsteine auf, die

durch allmälige Uebergänge innig mit den dann meist roth gefärbten Conglomeraten (Breccien) verbunden sind.

Die Verrucanobildungen treten längs dem nordöstlichen Rande des nördlichen krystallinischen Gebietes in einer schmalen und vielfach unterbrochenen Zone auf. Mit Ausnahme jener Fälle, wo sie auf die unterdyadischen (krystallinischen) Kalkzonen folgen, lagern sich dieselben sonst überall direct und wohl stets discordant dem krystallinischen Grundgebirge an.

Ueber dem Verrucano treten hierauf an vielen Stellen Kalke vom triadischen Typus auf. Nur in einem Schliffe erwiesen sich letztere als nicht näher bestimmbare Fossilien führend, wovon noch später eine nähere Erwähnung geschehen wird. Sonst wurden weder in den Verrucano- noch in den Triasgebilden irgendwo Versteinerungen, auch nicht in Andeutungen bemerkt. Es entsprechen jedoch die Verrucano- und Triasbildungen sowohl in petrographischer Ausbildung als auch in Bezug auf ihre Verbreitung und Lagerungsverhältnisse direct den im gleichen Streichen (in einer das krystallinische Massiv der Bukowina im NO. begleitenden Randzone) auftretenden und von Paul (Geol. l. c.) dem Verrucano, resp. der Trias zugezählten Gebilden, die daselbst durch das Auftreten fossilführender obertriadischer Kalke genauer horizontirt werden konnten. Auch werden bereits von F. v. Hauer, (Bericht 1859) im hier besprochenen Gebiete selbst ähnliche Bildungen erwähnt und dem Rothliegend, resp. der Trias zugerechnet (vergl. auch Uebersichtskarte der Monarchie, 1885).

Im Vergleiche zu der altmesozoischen Randzone der Bukowina macht sich in der, auch vielfach unterbrochenen Randzone dieses Gebietes insoferne ein bedeutender Unterschied geltend, als hier die Massengesteine, insbesondere in der Trias, eine sehr grosse Mächtigkeit erreichen.

Zu den ältesten Massengesteinen zähle ich hier Diabase, die dunkelgraugrün gefärbt sind, nur an wenigen Stellen und stets nur in einer geringen Mächtigkeit in Form von kleinen Kuppen auftreten. Sie durchbrechen die Liegendschichten des Verrucano, d. i. die oberen krystallinischen Kalkzonen und dürften unterdyadisch sein.

Nach der mikroskopischen Untersuchung bestehen dieselben vorwiegend aus Feldspath — der in einer ziemlich vorgeschrittenen Zersetzung begriffener Plagioklas ist —, aus einem sehr licht gefärbten, meist frisch erhaltenen Augit und nicht wenig Titaneisen in seiner charakteristischen Form mit den bekannten Zersetzungsproducten. Nicht selten kann man am Feldspath wenigstens ziemlich gute Formausbildung erkennen, während der Augit durch den Feldspath in seiner Ausbildung gehemmt wurde. Das Gestein ist somit ein ziemlich grobkörniger Diabas.

In den unterdyadischen Schichten (oberen Kalkzonen) treten ausserdem gelblichgrün gefärbte Tuffe auf, die stellenweise im directen Verbande mit den genannten Schichten beobachtet wurden, ein breccien- oder conglomeratartiges (verrucanoähnliches) Aussehen haben und meist in sehr grossen Blöcken anstehen. Sie erreichen eine grössere Verbreitung als die Diabase und erweisen sich in Schliffen als Tuffe, die aus melaphyrartigen und porphyritischen Gesteinen bestehen, welche durch Calcit verkittet sind.

Es ist möglich, dass diese Tuffbildungen zum Theil auch schon der oberen Dyas, nämlich dem Verrucano angehören.

Die Diabase und die genannten Tuffe wurden zum Unterschiede von den jüngeren Diabasporphyriten mit anderen Farbenzeichen auf der Karte eingetragen.

In der Randzone erreichen schliesslich jüngere Diabasporphyrite, die später gelegentlich näher beschrieben werden sollen, eine sehr bedeutende Mächtigkeit. Dieselben sind dicht oder mandelsteinartig entwickelt und grasgrün, stellenweise auch roth gefärbt und treten häufig mit verschiedenen Tuffbildungen in Verbindung, welch' letztere zum Theil auch an die oben erwähnten, älteren Tuffe erinnern. Wie es im Vorhinein erwähnt werden soll, sind die Diabasporphyrite zum grossen Theil als lavaartige Ergüsse zu betrachten, die sich über ältere Gesteine ausbreiteten.

Aus späteren Betrachtungen wird sich nun ergeben, dass die Porphyrite vorwiegend triadisch sind, z. Th. jedoch auch noch der oberen Dyas angehören und stellenweise etwa das Verrucano vertreten dürften. Eine diesbezügliche Trennung der Porphyrite nach dem Alter konnte jedoch leider nicht vorgenommen werden, da dieselben in petrographischer Beziehung keine erheblichen Unterschiede zeigen und auch ihre Lagerungsverhältnisse überhaupt sehr schwer zu deuten sind.

Auf die nähere Beschreibung der Randzone übergehend, soll im Zusammenhange mit der Dyasformation zugleich auch die

C. Triasformation

beschrieben werden. Das Auftreten von mächtigen Eruptivmassen in der, wie erwähnt, auch vielfach unterbrochenen Randzone verursacht bei dem Mangel an natürlichen Profilen bedeutende Schwierigkeiten, was die geologische Beschreibung dieser Zone anbelangt. So lässt z. B. der Hauptdurchschnitt dieser Zone im Theiss-Thale keinen massgebenden Einblick in dieselbe gewinnen. Es empfiehlt sich daher eine geographische Eintheilung der Randzone, der speciellen Beschreibung derselben vorauszuschicken.

Geographische Eintheilung der Randzone.

Räumlich zerfällt die Randzone in den dem Ruszpolyanaer Gebirge gehörigen Theil, der von der Theiss und im SO. vom Rika-Flusse durchschnitten wird — und in den dem Grenzgebirge angehörenden Theil, der die Gruppen der Budyowska mała, des Czywczyn und der Popadia umfasst.

Im Ruszpolyanaer Gebirge lässt sich die Randzone wieder in einem südwestlichen, vorwiegend aus dyadischen, und einem nordöstlichen, vorwiegend aus triadischen Gesteinen bestehenden Streifen gliedern. Dem letzteren gehört die nach NO. vorgeschobene Farcheu-Mihailecu-Gruppe mit ihrer südöstlichen Verlängerung bis zum Rika-Thale (in der Umgebung der Sokołow-Mündung) — dem ersteren der übrige, südlichere Theil an.

In dem südwestlichen Streifen umfasst die Dyasformation Verrucanobildungen und deren Liegendschichten, d. i. die unterdyadischen

Kalkzonen; ausserdem in geringerer Mächtigkeit Diabase und Tuffe. Die hier stellenweise über dem Verrucano in Schollen auftretenden Triaskalke sind zum Unterschiede von den in dem nordöstlichen Streifen erscheinenden triadischen als „reine" Kalke zu bezeichnen. In diesen Streifen gehört auch die unterdyadische Insel am linken Ufer des unteren Paulik-Baches (N. von Łuhi, rechtes Rika-Ufer).

In dem nordöstlichen Streifen dagegen tritt von den dyadischen Gesteinen nur Verrucano, und zwar nur an wenigen Stellen auf. Es dürfte jedoch ein kleinerer Theil der Porphyrite auch noch hieher, d. i. zur oberen Dyas gehören. Von den Triasgebilden erreichen in diesem Streifen die grösste Mächtigkeit Diabasporphyrite und ihre Tuffe; die ziemlich verbreiteten Kalke erscheinen hier zum grossen Theile als eigenthümliche Conglomerate, Breccien und schalsteinartige Bildungen entwickelt, durch deren Vermittlung sie dann in unmittelbare Verbindung mit den Porphyriten treten.

a) Randzone im Ruszpolyanaer Gebirge.

Südwestlicher Theil (Streifen) derselben.

Das Thal des Krywe-Baches.

Das bereits im vorigen Abschnitte erwähnte, vom Dorfe Krywe (Ruszkirwa) nach N. sich hinaufziehende Krywe-Thal, bietet den relativ besten Aufschluss in der in Rede stehenden Randzone, welche hier zweimal von dem Bache durchschnitten wird. Es gilt dies von dem unteren Durchschnitte, wo die Randzone lappenförmig nach NW. vorgreift.

Im letzteren Durchschnitte folgt im Hangenden der Gneissformation bachaufwärts zuerst Verrucano, das stellenweise bizarre Felspartien, ohne erkennbarer Schichtung bildet. Dasselbe weist eine ziemlich mannigfaltige Ausbildung auf, indem hier auch weisse, zuckerkörnige Quarzite auftreten, die sonst nirgends beobachtet wurden. Stellenweise schalten sich den Verrucanobildungen auch rothe, glimmerreiche Sandsteine ein, die aus den ersteren sich allmälig und deutlich durch ein Feinerwerden des Kornes und reichlicheres Auftreten des Glimmers entwickeln. Die Sandsteine nehmen hie und da auch eine plattig schiefrige Structur an und erinnern dann an Werfener Schiefer. Nachdem diese Sandsteine mitten im Verbande von typischen Verrucanobildungen erscheinen und, wie erwähnt, in letztere deutlich übergehen und dieselben auch andererseits nicht im mindesten etwa eine für sich markirte Zone bilden, so unterliegt ihre Zugehörigkeit zum Verrucano keinem Zweifel. Auch werden wir sie später an Stellen und zwar mitunter nur in Spuren finden, wo blos Verrucano und kein Triaskalk ansteht. Ueberhaupt würde die Zuzählung dieser Sandsteine zur Trias, an Ort und Stelle betrachtet, ganz naturwidrig erscheinen. Mit den rothen Schiefern der krystallinischen Kalkzonen (Necladu, Czeremosz u. s. w.) dürfen sie jedoch nicht verwechselt werden.

Im Bereiche dieser Verrucanozone beobachtete ich hie und da an einzelnen Gesteinsstücken Rutschflächen mit Harnischen. Aehnliche Vorkommnisse sind auch höher im Thale, in der zweiten Verrucanozone anzutreffen.

Im Liegenden des Verrucano folgen hierauf thalaufwärts feinkrystallinische, weisse bis etwas graubläuliche, zum Theil breccienartig zerfallende Kalke der oberen (unterdyadischen) Kalkzonen, die hier eine bedeutende Mächtigkeit erreichen (vergl. Necladu) und bis kirchenhohe Felsen bilden. Die Kalke sind massig entwickelt und ganz undeutlich geschichtet; stellenweise eisenschüssig und dann röthlich gefärbt (pag. 419).

Nach mehreren chemischen Untersuchungen zeigten die Kalke zum Theile einen geringen bis ganz unbedeutenden, unter 1 Procent stehenden Magnesiagehalt, während andere Handstücke, die von mehr breccienartig zerfallenden Kalkpartien herrührten, sich als dolomitische Kalke erwiesen. Die geringen Mengen unlöslichen Rückstandes bestanden vorwiegend aus Quarz und etwas organischer Substanz.

Am Grunde der Kalke machen sich weiter im Thale an einer Stelle phyllitische Schiefer bemerkbar, während thalaufwärts am Rande der Kalkmasse und ebenfalls in ihrem Liegenden dunkelgefärbte Schiefer und Quarzgesteine, ganz schmal entwickelt, zu Tage treten, wie wir ähnlichen Bildungen wiederholt schon im vorigen Abschnitte in den Kalkzonen von quarzitisch-sedimentärer Facies begegneten. An letzterer Stelle gehen die Kalke nach unten stellenweise auch in ein sehr festes, feineres Breccienconglomerat über, das aus dunklen Kalk- und Quarzfragmenten besteht.

Der Zug der massigen Kalke streicht aus dem Krywe-Thale, in einem dichten Walde ganz versteckt, nach SO. und setzt dann weiter oben, an der Waldesgrenze, den steilen Petricea-Kamm zusammen. Dieser Kamm bildet in seinem östlichen Theile ein gutes und daher wichtiges Profil, weshalb wir es etwas näher beschreiben wollen.

Petricea-Felskamm. [1])

Im Liegenden der vorwiegend ganz undeutlich geschichteten, nach SW. verflächenden Petricea-Kalke, folgen nördlich, ähnlich wie vorher im Krywe-Thale die bekannten dunklen Bildungen. Und zwar beobachtet man, von dem östlichen Ende des Kalkkammes nach N. sich bewegend, zuerst graue, sandsteinartige Kalkglimmerschiefer bis Sandsteine, im Wechsel mit schwärzlichen und abfärbenden Kalkglimmerschiefern (Glimmer in äusserst feiner Vertheilung). Dieselben fallen unter die Petricea - Kalke (allem Anscheine nach sehr steil) nach SW. ein, wie man dies am östlichen Fusse des Kalkkammes in einer kleinen thalkesselartigen Vertiefung stehend, deutlich sehen kann.

[1]) Derselbe entspricht einem ziemlich langen und schmalen, circa 50 Meter hohen Kalkfelsen, der mit sehr steilen Wänden abstürzt und sich ganz imposant und malerisch ausnimmt. Er wird vom ruthenischen Volke auch Howerla (ähnlich wie die höchste Spitze der Czarna Hora) benannt. Während einer stürmischen Nacht, die ich in einer höchst primitiven Alpenhütte am Nordfusse dieses Felsens zubrachte, hörte ich aus demselben wiederholt wunderbar wohl erklingende Töne (beiläufig ein tiefes a) hervordringen. Die Töne waren jedesmal zu vernehmen, so oft ein stärkerer Windstoss kam. Die guten Hirten — sie waren aus Ruszpolyana — erzählten mir, dass in den Felsen ein „solcher Geist“ sitzt, welcher diese Töne hervorbringt Mehr war jedoch aus den Leuten nicht herauszubekommen. Ueberhaupt entbehrt der Aberglaube der Bewohner des Rika-Thales (die gegen ihre Landsleute, die Ruthenen des Theiss-Thales und der Czarna Hora, weit zurückstehen) jedes poetischen Anstriches, dessen Ursache vielleicht in ihrer sehr tristen Lage zu suchen wäre. Das Volk ist nämlich ganz verarmt und die besitzende Classe besteht z. B. in Ruszpolyana jetzt fast nur aus Juden.

Weiter nördlich, noch mehr im Liegenden, folgen vorwiegend graue, theilweise grobkörnige Quarzite, die meist Glimmer und kohligen Staub auf den undeutlichen Trennungsflächen führen. Letztere werden an einer Stelle von körnigen Diabasen, welche in einer kleinen Kuppe anstehen, durchbrochen.

Von hier ziehen die dunklen Dyasbildungen gegen SO. auf die Laba hinüber, um hierauf in dem Pentaja-Thale, wie wir es im vorigen Abschnitte gesehen haben (pag. 424), allmälig eine den hochkrystallinischen Kalkzonen immer mehr sich nähernde Facies anzunehmen. Sie werden anfangs von mächtigen Porphyritmassen überdeckt, in deren Bereiche selbst sie nur hier und da, so im obersten Polunski-Thaleinrisse, inselartig zu Tage treten. Am Laba-Rücken werden sie dann an einer Stelle auch von Diabasen durchbrochen (vergl. Karte Taf. VI). Ueber ihnen aber lagern hie und da massige Petricea-Kalke in schollenartigen Ueberresten, auf die wir noch später des Näheren zu sprechen kommen werden.

Südlich von dem Petricea-Kalkkamme und in dessen Hangendem folgen dagegen typische Verrucanobildungen die aus dem Krywe-Thale, wo wir sie vorher verquerten, herüberstreichen. Dieselben reichen im mittleren Theile der Petricea an einer Stelle bis hinauf auf die Schneide des Kammes selbst, so dass es mit Bezug auf die allgemeinen Lagerungsverhältnisse keinem Zweifel unterliegen kann, dass hier das Verrucano das Hangende der Petricea-Kalke und somit überhaupt der oberen krystallinischen Kalkzonen bildet.

Westlich von der Petricea traf ich in einem vom typischen Verrucano eingenommenen Gebiete hie und da und meist nur in Spuren die bekannten, an Werfener Schiefer erinnernden rothen Glimmersandsteine an, während tiefer unten sich über dem Verrucano stellenweise kleine Schollen von Triaskalken lagerten. Letztere machen sich auch schon im Krywe-Thale, auf den linken Gehängen, in heruntergerollten Blöcken bemerkbar.

Von der Petricea zieht andererseits die Zone der unterdyadischen Bildungen nach NW. hin, wo sie sich hierauf in zwei Arme theilt, von welchen wir den einen kurz vorher im Krywe-Thale verquerten, den anderen gleich im Obnuju-Thaleinrisse in Augenschein nehmen wollen. Zwischen die beiden Arme schieben sich keilförmig krystallinische Schiefer ein, die, wie dies bereits im vorigen Abschnitte bei der Begehung des Krywe-Thales erwähnt wurde (pag. 425), vorwiegend grünlich gefärbt sind, häufig rhomboedrische Carbonate führen und denen sich stellenweise in geringer Mächtigkeit auch feinkrystallinische Kalke (Dolomite) einschalten, so dass wir es daselbst im Ganzen mit einer hochkrystallinischen Kalkzone zu thun hatten, in der jedoch die Kalke den Schiefern gegenüber sehr zurücktreten.

Thaleinriss des Obnuju-Baches (Par. Obnuju).

Dieselbe hochkrystallinische Kalkzone nimmt nun auch den unteren Lauf des Obnuju-Thaleinrisses ein, auf welche hierauf an der Hauptverzweigung des Baches die Zone der dunklen unterdyadischen Bildungen, die wir vorher im Liegenden der Petricea-Kalke angetroffen haben, folgt.

Letztere bestehen hier vorwiegend aus grauen (glimmerreichen) Kalkglimmerschiefern von feinsandsteinartiger bis zuckerkörniger Structur, die allmälig durch massig geschichtete, grobkörnigere Varietäten in verrucanoähnliche bis dichte, graue Quarzite, mit Glimmer und kohligem Staub auf den Trennungsflächen, übergehen. Als dünne Zwischenlagen erscheinen schwärzliche Kalkglimmerschiefer (Glimmer in sehr feiner Vertheilung), welche hie und da graphitisch glänzende Schichtflächen zeigen und in denen sich (ähnlich wie in jenen aus dem Liegenden der Petricea-Kalke) weisser Calcit in Adern ausscheidet (pag. 372). Untergeordnet machen sich in den Zwischenlagen auch milde Sandsteine (Thonschiefer?) bemerkbar. Die Quarzbildungen erscheinen stellenweise auch lichter gefärbt.

Ueber diesen Bildungen, die allem Anscheine nach NO. einfallen, folgt auf dem rechten Bachgehänge eine kleinere Zone von massig geschichteten, zum Theile breccienartig zerfallenden Kalken und über letzteren, gegen NW., Verrucano.

Nach dem Gesagten ist somit anzunehmen, dass die Schichten des Obnuju-Profiles dem nordöstlichen Schenkel einer grossen Antiklinale entsprechen, deren südwestlichem, entgegengesetzt einfallendem Schenkel wir vorher im Krywe-Thale, resp. an der Petricea, begegneten.

Die in Rede stehenden unterdyadischen Bildungen schliessen sich speciell den im vorigen Abschnitte beschriebenen oberen Kalkzonen (von theilweise sedimentärer Faciesentwicklung) des Theiss- und insbesondere des oberen Bieli potok-Thales an, in denen wir ebenfalls stellenweise, und zwar auch in hangenden Lagen, massige krystallinische Kalke in bedeutender Mächtigkeit, wie z. B. in dem von Ohraba kommenden Seitenbache des Bieli potok, angetroffen haben (vergl. auch Suliguli-Kalkzone pag. 406). Während jedoch im Bieli potok-Thale der Uebergang von der hochkrystallinischen zu der halbklastischen Facies sich in horizontaler Richtung und ganz allmälig vollzog, scheint dies hier, wie auch im Theiss-Thale bei den daselbst zuerst angetroffenen Kalkzonen (pag. 431), nicht der Fall zu sein. Es tritt hier nämlich die Zone der unterdyadischen Bildungen allem Anscheine nach unvermittelt an die, aus dem Krywe-Thale nach SO. keilförmig vorgreifende hochkrystallinische Kalkzone heran. Es ist daher mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass sich in gewissen Fällen die obere Kalkzone in zwei gewissermassen selbstständige Horizonte, und zwar in einen hochkrystallinischen und einen mehr klastischen, der vielleicht zugleich jünger ist, trennt. Andererseits ist es für diese Fälle bezeichnend, dass in den betreffenden hochkrystallinischen Horizonten die Kalke stets nur eine ganz geringe Mächtigkeit und Verbreitung erreichen.

Ich kehre noch zu dem Obnuju-Thaleinrisse zurück. Im Bereiche der schmalen Zone von unterdyadischen dunklen Bildungen treten daselbst noch die bekannten, vorwiegend conglomerat- oder breccienartigen Tuffe auf, die hier in bis hausgrossen Blöcken herumliegen und das Thalbett theilweise versperren, z. Th. aber noch in directem Schichtverbande mit den dunklen Schichten, denen sie sich lagerförmig einschalten, zu beobachten sind. Die grössere Widerstandsfähigkeit der Tuffgesteine den äusseren Einflüssen gegenüber, dürfte die Ursache

sein, dass, während die Sedimentschichten rascher abgeführt wurden, die ersteren sich noch in so mächtigen Blöcken erhalten haben.

Diese Tuffe erreichen im weiteren südöstlichen Streichen eine grössere Verbreitung und scheinen schliesslich mit den unterdyadischen Schichten unter der mächtigen Decke der Porphyritmassen des Rugasiu zu verschwinden.

In die Dyaszone des Par. Obnuju greifen noch im Schutte abgerutschte Sandsteinmassen ein, die jedoch wohl schon der höher bachaufwärts folgenden Zone der untercretacischen Sandsteine entstammen, welch' letztere aber, wie bereits bekannt, den unterdyadischen Sandsteinen auffallend ähnlich sind. Immerhin erschwert dies nur noch mehr die Deutung des an und für sich schon schwer zu erfassenden Profiles des Obnuju-Thaleinrisses, der im Allgemeinen einer grossen Störungslinie entsprechen dürfte, längs welcher die Felsen in ihrem Gefüge gelockert wurden. Nichts scheint hier fest zu stehen; eine eigenthümliche Unruhe beherrscht den Rahmen dieses Thaleinrisses.

Kwasny-Thal, Eruptivkuppe des Pietrys (Pietros), paläoz. mesoz. Bildungen auf der Berlebaszka, am Menczul, Sojmul und im Theiss-Thale.

Das vorher am rechten Gehänge des Par. Obnuju beobachtete Verrucano zieht in einer schmalen Zone noch NW. durch das Krywe-Thal auf die Pop Iwan-Gruppe hinüber. Ueber demselben lagern sich hie und da kleine Schollen von triadischen Kalken, die feinkörnig und dicht, grau bis weisslich gefärbt und geadert sind. [1])

In dem bereits aus dem vorigen Abschnitte bekannten Kwasny-Thale in der Pop Iwan-Gruppe, folgen unmittelbar auf die Zone des, wie gewöhnlich nur in Blöcken abgesonderten Verrucano, thalabwärts Diabase in anstehenden Felsen (hiezu Schliff auf pag. 437) auf letztere bald unterdyadische Tuffe, die ebenfalls nur in Blöcken herumliegen und hierauf Diabasporphyrite, welche im Streichen am Pietrys (1784 Meter) eine grosse Mächtigkeit erreichen.

Es ist dies hier die einzige Stelle, wo alle Typen der dyadischen und triadischen Massengesteine, anscheinend in einer ununterbrochenen Reihe und neben einander auftretend, beobachtet wurden und wo die betreffenden Formationen ausschliesslich durch Massengesteine repräsentirt erscheinen. Die sehr unzureichenden Aufschlüsse erlaubten jedoch leider in dem dicht bewaldeten Terrain keine näheren Anhaltspunkte über das gegenseitige Verhältniss dieser Gesteine zu sammeln, so wie auch überhaupt erst viel genauere und umfassendere Untersuchungen ein richtiges Licht über das ganze, interessante, jedoch schwer zu deutende Eruptivgebiet werfen können.

Aus dem Kwasny-Thale streicht die Verrucanozone, stellenweise triadische Kalkschollen tragend, auf das nordöstliche und südliche

[1]) Die Unterschiede zwischen den triadischen und krystallinischen Kalken, die übrigens keine durchgreifenden sind, sind leichter in der Natur einzusehen, als in der Beschreibung zu begründen. So sind auch die krystallinischen Kalke häufig von feinen Calcitadern durchzogen, die jedoch bei den triadischen Kalken anders beschaffen sind und denselben auch meistens, bei der Verwitterung insbesondere, ein netzartiges Aussehen verleihen.

Gehänge der Berlebaszka hin, wo im Liegenden des Verrucano, auf dem letztgenannten Gehänge, wieder unterdyadische Schichten in einer schmalen von O. nach W. ziehenden Zone zum Vorschein kommen.

Letztere Zone bietet die relativ besten Aufschlüsse an ihrem Westende, wenn man von S. auf den Kamm hinaufsteigt. Man beobachtet hier die nämlichen Bildungen (darunter auch die bekannten, schwärzlichen Kalkglimmerschiefer), wie in den betreffenden Kalkzonen im Obnuju-Thaleinrisse, im obersten Bieli potok-Thale u. s. w. Auch treten da gegen das Hangende massigere, meist schollenartig lagernde Kalke auf, die stellenweise auch ganz dunkel und fast schwarz gefärbt sind. In letzterer Kalkvarietät kommt nicht selten Quarz in kleinen, eckigen Individuen vor, wodurch das Gestein ein fein breccienartiges Aussehen erreicht. Es sei hier nebenbei erwähnt, dass solche intensiv dunkel gefärbte Kalke niemals in der Trias beobachtet wurden.

Weiter gegen NW. tritt das Verrucano erst in dem Menczul-Sojmul-Zuge in einigen grösseren getrennten Zonen auf. Insbesondere erreicht es eine bedeutendere Mächtigkeit nordwestlich von der Sojmul-Kreidescholle, am linken Thalgehänge der Theiss. Hie und da trägt es Schollen von Triaskalken (vergl. Karte Taf. VI).

Auch am Südrande der Sojmul-Kreidescholle kommt am linken Theiss-Ufer (dem ich von Rahó bis Trebusa folgte) eine schmale Verrucanozone zum Vorschein. Auf dieser Thalseite machen sich höher krystallinische Kalke bemerkbar, die wohl das Liegende dieser Verrucanozone, analog den Verhältnissen, z. B. im Petricea-Profile, bilden.

Nordöstlicher Theil (Streifen) der Randzone im Ruszpolyanaer Gebirge.

Im nordöstlichen Theile der Randzone erreichen, wie erwähnt (pag. 439), Diabasporphyrite eine sehr mächtige Entwickelung. Begleitet werden dieselben auf vielen Stellen von Tuffen, die zum Theile als grüne oder rothe Schiefer erscheinen, welche sich eigentlich nur durch ihre äussere Structur von den Massengesteinen unterscheiden, zum Theile aber breccien- oder conglomeratartig entwickelt sind und dann in einigen Beziehungen an die unterdyadischen Tuffe erinnern. Ausserdem treten sehr verschiedene schalsteinartige Bildungen auf, die einen ganz allmäligen Uebergang von den Massengesteinen, resp. deren Tuffen, zu den dichten Kalken vermitteln.

In Folge der nicht unbedeutenden Widerstandsfähigkeit der Porphyrite den äusseren Einflüssen gegenüber, weist das von ihnen eingenommene Gebiet eine ziemlich felsige Beschaffenheit auf.

Kuppe des Farcheu.

Auf den südwestlichen Gehängen der Farcheu-Kuppe bemerkt man am Rande der Kreidezone eine kleine Felsenreihe von „unreinen" Kalken, die wir am Mihailecu bald näher kennen lernen werden. Ihre Grenze gegen die gleich höher anstehenden Porphyrite wird durch einen reichlichen Schutt von letzteren verdeckt.

Letztere, meist mandelsteinartig entwickelt und stellenweise auch roth gefärbt, beherrschen den ganzen Südabhang der Farcheu-Kuppe und erst gegen die Spitze zu beobachtete ich an einigen Stellen schiefrige Tuffgesteine.

Auf der Nordseite des Farcheu, gleich unterhalb der Spitze, sind die steilwandigen, sehr harten Felsen dunkel gefärbt. Nach Schliffen erweisen sie sich als Breccien, die aus, durch Quarz verkitteten Stückchen von zwei Varietäten der Porphyrite bestehen. Letztere werden durch eine Grundmasse, die sehr reich an Feldspathleistchen und stellenweise sehr reich an Magnetit ist, charakterisirt. Die eine Probe lässt von Einsprenglingen Plagioklas und Augit erkennen, ausserdem erscheinen meist rundliche Aggregate eines faserigen schwefelgelben Minerales. Die Fasern stehen senkrecht auf den Aussenrand, der centrale Theil wird durch ein Rhomboeder von Calcit gebildet. Es ist nicht ganz unwahrscheinlich, dass diese Gebilde an die Stelle vielleicht vorhanden gewesenen Olivins getreten sind, wonach dieses Gestein als Diabasporphyrit zu bezeichnen wäre.

Bei der zweiten magnetitarmen Varietät sieht man von Einsprenglingen überhaupt nichts mehr.

Auf den ostnordöstlichen Gehängen des Farcheu dagegen bestehen die Felsen wieder aus meist mandelsteinartigen, hie und da roth gefärbten Porphyriten, von denen zwei Proben mikroskopisch untersucht wurden, wobei zu bemerken ist, dass sich frischere Proben aus dem sehr harten Gestein mit einem gewöhnlichen Hammer nicht gewinnen liessen.

Die eine Probe besitzt eine Grundmasse, welche aus Feldspath und Augit besteht, wovon ersterer fast ganz zersetzt ist. Das Gleiche gilt von dem als Einsprengling erscheinenden Plagioklas. Der Augit erscheint nur selten porphyrisch ausgeschieden, und da in weit kleineren Individuen als der Feldspath; Titaneisen tritt in der Grundmasse in ziemlich reichlicher Menge auf. Obwohl die Grösse der die Grundmasse zusammensetzenden Mineralindividuen nicht sehr weit herabsinkt, so erscheint das Gestein doch fast dicht, was hauptsächlich von der Gleichmässigkeit der Farbe herrührt; es enthalten nämlich die verwitterten Feldspathe vielfach grünliche Zersetzungsproducte. Mit der Loupe besehen, ist das Gestein leicht als ein porphyrisches erkennbar und dasselbe demnach als Diabasporphyrit zu bezeichnen.

Die andere Probe ist röthlichbraun, mandelsteinartig und lässt im Dünnschliffe nur noch die ursprüngliche Structur der Grundmasse deutlich erkennen, die weit vorwiegend aus Feldspathleistchen bestanden hat. Einsprenglinge sind nicht zu sehen. Die grosse Anzahl von Mandeln ist fast ausschliesslich von Calcit erfüllt.

Auf den östlichen Gehängen des Farcheu, nach S. gegen die Kalkzone fortschreitend, trifft man wieder conglomerat- oder breccienartige Tuffe an, die meist in grosse Blöcke zerfallen.

Es hat daher den Anschein, als würde der Kern der mächtigen Farcheu-Kuppe vorwiegend aus grossporphyrischen, gegen die Peripherie zu dagegen aus dichten Porphyriten und Tuffen bestehen.

Aehnliche Verhältnisse wie am Farcheu beobachtet man auch auf dem nordwestlich von hier gelegenen steilfelsigen Pietrys, 1784 Meter (linkes Kwasny-Ufer), und andererseits auf der im südöstlichen Streichen, im Bokul-Zuge auftretenden Eruptivkuppe, 1310 Meter (im NO. von der Mündung des Sokołów-Baches in den Rika-Fluss).

Wo dann auf der südlichen Einsattelung des Farcheu der erste Kalkfelsen erscheint, bemerkt man einige wenige, frei herumliegende Blöcke von ziegelrothen jaspisartigen Quarziten, von denen gleich später eine nähere Erwähnung geschehen wird.

Profil des Mihailecu-Berges.

Die Kalke, denen man am oben erwähnten Sattel begegnet, erreichen im Streichen am Mihailecu eine relativ grosse Mächtigkeit, indem sie den westlichen und mittleren Theil des langen Rückens des Mihailecu einnehmen. Die Kalkbänke verflächen daselbst überall nach SW. Dieselben werden jedoch in mehrere Horizonte durch Porphyrit- und Tufflagen getrennt, wie man dies auf den steilen nördlichen Gehängen des Mihailecu annähernd deutlich sehen kann. Und zwar bemerkt man beim Hinaufsteigen über die nördlichen Mihailecu-Gehänge auf dem Wege vom Thalkessel Julina in südostsüdlicher Richtung zur Spitze, folgenden Gesteinswechsel, wobei jedoch noch erwähnt werden muss, dass die hier hoch hinaufreichenden Kreidegebilde die tieferen Lagen der Trias (resp. Dyas) verdecken (Taf. VII, Fig. 5).

Zu unterst sieht man Diabasporphyrite, über welchen gleich höher grüne schiefrige Tuffe folgen. Ueber letztere lagern sich dünnblättrige Kalkschiefer mit röthlichen und grünlichen Ueberzügen, welche Ueberzüge aus einer eigenthümlichen und feinen Anordnung von Kaliglimmer und einem chloritischen Mineral bestehen. Der Kürze halber werden wir letztere als bunte Schiefer (Kalkschiefer) bezeichnen.

Chemisch untersucht lieferten dieselben eine bedeutende Menge unlöslichen Rückstandes, der aus Quarzkörnchen, vorwiegend aber aus dem bezeichneten Glimmer und Chlorit besteht. Die ziemlich bedeutende Menge Eisenoxydes stammt wahrscheinlich nur zum Theile von den isomorph beigemengten Eisencarbonaten und dürfte in den meisten Fällen die röthliche Färbung dieser Schiefer zur Folge haben. Magnesia erscheint nur in Spuren, bis geringen Mengen, wie dies, nebenbei erwähnt, auch in den höher folgenden Kalken der Fall ist.

Diese Schiefer, die nach unten ganz allmälig bei Verlust von Kalk in die schiefrigen Tuffe übergehen, sind schon jedenfalls der Reihe der schalsteinartigen Gebilde zuzuzählen.

Höher folgen dickschichtigere, graue und dichte Kalke, zwischen denen man anfangs noch ganz deutlich schmale Streifen von, den bunten Schiefern ganz ähnlichen Bildungen bemerkt. Letztere treten dann immer mehr zurück, werden höher nur noch mehr durch grünliche und röthliche Ueberzüge auf den Schichtflächen der Kalke angedeutet, bis sich schliesslich auch einige dicke Bänke von grauen, geaderten Kalken einstellen.

Ueber letzteren folgen hierauf wieder mehr schiefrige Kalke, welche nach oben allmälig in die bunten Schiefer übergehen. Diese verlieren mit der Höhe immer mehr ihren Kalkgehalt und es stellen sich auch bald rothe Schiefer ein, die, wenn auch hier weniger typisch entwickelt, wohl schon den betreffenden Tuffen zuzuzählen sind und dies umso mehr, als gleich über ihnen eine ziemlich dicke, vielfach durch Schutt verdeckte Lage von Diabasporphyriten auftritt.

Man hat jetzt etwa die Hälfte des Weges zur Spitze des Mihailecu erreicht. Höher bis zur Spitze beobachtet man hierauf einen wiederkehrenden Wechsel von dickbankigen und dünnschichtigeren Kalken. Erstere erscheinen nur stellenweise „rein" und zeigen dann eine lichtgraue bis weissliche Färbung. Meistens enthalten sie aber, und zwar oft in reichlicher Menge, Glimmerschuppen, ausserdem kleinere und grössere Quarzstücke, so dass sie häufig ein ganz breccien- oder conglomeratartiges (verrucanoähnliches) Aussehen bekommen. Häufig auch zeigen ihre Schichtflächen grüne Ueberzüge.

Die dünnschichtigeren Kalke sind noch seltener rein entwickelt. Sie erscheinen gewöhnlich mit grünen und rothen Ueberzügen und führen Glimmerschuppen, die hie und da so reichlich auftreten, dass man das Gestein beim ersten Anblick leicht für einen Glimmerschiefer halten könnte. Im Dünnschliffe weisen diese glimmerigen Kalke folgende Bestandtheile auf:

Quarz, Stücke von Feldspath, die von Diabasporphyriten stammen können; eine reichliche Menge eines grünen glimmerartigen Minerals, Kaliglimmer, vereinzelte Schüppchen Biotit und endlich sehr ungleichmässig vertheilte Erzpartien, darunter Hämatitkryställchen. Das Ganze macht weit mehr den Eindruck eines mechanischen Gemenges, als den eines metamorphischen Gesteines, wenn es auch kaum zweifelhaft erscheinen kann, dass wenigstens ein Theil der Minerale, so namentlich Chlorit, Neubildungen sind.

Eine Parallelstructur ist weder an den vorliegenden Handstücken, noch in den Schliffen wahrzunehmen.

Eine ähnliche Zusammensetzung zeigen auch die massigeren breccienartigen Kalke, wie dies die Untersuchung eines Handstückes, von der Spitze des Mihailecu, lehrt. Das Gestein gleicht der Zusammensetzung nach dem vorhergehenden sehr, jedoch sind die Quarzkörner seltener und kleiner. Der Calcit besteht aus körnigen Aggregaten kleiner Individuen, der grüne Glimmer ist hier durch die unter 60°, resp. 120° sich kreuzenden Einschlüsse gut charakterisirt. Diese Einschlüsse oder Neubildungen sind Systeme von schwach divergirenden Büscheln langer Nadeln (Epidot?). Erzpartien sind hier selten. Sehr spärliche, gut ausgebildete Zirkonkryställchen sind nachweisbar.

Im Bereiche der dünner geschichteten Kalke machen sich nun beim Hinaufgehen wiederholt auch die bunten Kalkschiefer, jedoch in viel geringerer Mächtigkeit, wie im unteren Theile des Mihailecu bemerkbar. Von den dünngeschichteten Kalken unterscheiden sich diese Schiefer zwar durch ihre ausgesprochene dünnblättrige Structur deutlich, sind jedoch den ersteren, wie dies ähnlich auch im unteren Theile des Mihailecu der Fall war, durch Uebergangsformen verknüpft. Sie verlieren auch hier stellenweise gänzlich ihren Kalkgehalt und es sind dann die betreffenden Schiefer wohl schon den schiefrigen Tuffbildungen zuzurechnen, die jedoch ihrer ganz geringen Mächtigkeit wegen nur als eine Andeutung von Tuffvorkommen zu betrachten sind. Es wurden auch in dem oberen Theile des Mihailecu nirgends mehr Porphyritlagen angetroffen — in welchem somit sonst eine ähnliche Wiederkehr von massigen, mehr schiefrigen Kalklagen und schalsteinartigen Gebilden eintritt, wie im unteren Theile.

Eine ähnliche Reihe von verschiedenen, sich zum Theil wiederholenden Gesteinszonen, wie wir sie jetzt auf der Nordseite des Mihailecu verquerten, beobachtet man auch auf dessen langem, östlichen Kamme, indem man von der Spitze nach O. gehend, längere Zeit hindurch zu immer liegenderen Horizonten kommt, bis schliesslich die Kalke ganz aufhören und sozusagen in Diabasporphyriten aufgehen, welch' letztere dann das ganze östliche Ende des Kammes einnehmen.

Bevor wir uns jetzt auf die Südseite des Mihailecu begeben, wäre noch nachträglich zu erwähnen, dass an der Stelle, wo die eigentliche, höchste Kuppe des Mihailecu mit dessen langen östlichen Kamme zusammengrenzt (etwa 100 Meter östlich unter der Spitze), ein ganz localisirtes kleines Trümmerwerk von rothen, zum Theil zersprungenen und von weissen Quarzadern durchzogenen, jaspisartigen Quarziten vorkommt. Dieselben sind mit den früher erwähnten Quarziten von der südlichen Einsattelung des Farcheu (pag. 446) identisch und bezeichnen, bei dem allgemeinen Verflächen der Kalkschichten nach SW., höchstwahrscheinlich ein gewisses geologisches Niveau, welches die ganze Kalkmasse des Mihailecu in eine untere und obere Abtheilung trennen würde, wie sich ja dies theilweise schon aus den früheren Betrachtungen auf der Nordseite des Mihailecu ergab.

Diese Quarzite entsprechen nun höchst wahrscheinlich der Jaspiszone der altmezozoischen Randformation in der Bukowina (Paul l. c.) woraus dann folgen würde, dass die oberen Kalke des Mihailecu bereits der oberen Trias angehören dürften. Letztere unterscheiden sich auch im Allgemeinen, wo sie nämlich als reine Kalke entwickelt sind, von den unteren Mihailecu-Kalken petrographisch durch ihre lichtere Färbung; auch treten in denselben andererseits keine Porphyritlagen mehr auf.

Da jedoch die rothen Quarzite nur ganz local auftreten und sich andererseits die Kalke überall als fossilleer erwiesen, so würde eine ähnliche Trennung und nähere Horizontirung der Mihailecu-Kalke von einem problematischen Werthe sein und dies umsomehr, als auch die petrographischen Unterschiede mitunter im Stiche lassen. So folgen z. B. auf dem genannten östlichen Mihailecu-Kamme, im Liegenden des Quarzitvorkommens, durch längere Zeit hindurch Kalke, die, wo sie rein entwickelt sind, stets eine lichtere Färbung (sowie eben auch die oberen Mihailecu-Kalke) zeigen, so dass hier die petrographische Grenze mit dem Horizonte der rothen Quarzite nicht zusammenfällt. Würde man übrigens auch auf anderen Stellen des Gebietes, so z. B. auf dem später zu beschreibenden Czywczyn, eine ähnliche Gliederung der Triaskalke wie am Mihailecu vornehmen können, so würde man, wenigstens bis zu einem gewissen Grade, sicher sein, dass man consequent vorgeht. Es ist dies aber nicht der Fall; die petrographischen Merkmale verändern sich und speciell die rothen Quarzite findet man sonst nirgends mehr vor. Es erschien daher geboten, die triadischen Kalke nicht weiter zu gliedern.

Das Vorkommen der jaspisartigen Quarzite in einer so geringen Verbreitung und Mächtigkeit, lässt hier vielleicht die Bemerkung am Platze erscheinen, dass nämlich in dem Gebiete, und zwar in mehreren Formationen einige Gesteinsglieder höchst lückenhaft entwickelt erscheinen und sozusagen nur Anklänge an das vorstellen, was anderswo

so z. B. in der Bukowina, als ein durchgreifendes Formationsglied auftritt. Es gehören hierher, ausser den erwähnten jaspisartigen Quarziten auch die rothen, an Werfener Schiefer erinnernden Glimmersandsteine aus der Verrucano-Zone (Krywe-Thal u. s. w.); ferner, in der archaischen Formation, in den weitaus meisten Fällen die Kieselschiefer u. s. w.

Beim Herabsteigen von der Spitze des Mihailecu auf dessen südliche Seite, bieten die zum grossen Theile von untercretacischen Sandsteinen verdeckten Triasgebilde durch längere Zeit sehr mangelhafte Aufschlüsse. Erst tiefer unten treten Kalke in zusammenhängenden Felsenreihen auf, zwischen denen man auch stellenweise grössere Porphyritlagen mit den sie begleitenden Gebilden beobachtet.

Diese Kalke, die nach unten zu schon einem tieferen Horizonte angehören, als jene, die wir vorher auf der Nordseite des Mihailecu zu unterst angetroffen haben, sind hier vorwiegend breccien- oder conglomeratartig entwickelt. Sie führen meist viel Glimmer, Quarz, diesen oft in grösseren Fragmentstücken, ausserdem ziemlich häufig und mitunter ziemlich grosse Bruchstücke von roth gefärbten Eruptivgesteinen, wie sich dies auch in Dünnschliffen bestätigt. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass sie dem vorher von der Mihailecu-Spitze beschriebenen Gestein sehr ähnlich sind, nur ist hier etwas mehr Quarz vorhanden; die Interpositionen im Glimmer treten nur sporadisch auf. Erze kommen fast gar nicht vor, hingegen Feldspath, der der Zwillingsstreifung entbehrt. Ausserdem erscheinen Bruchstücke eines total zersetzten Eruptivgesteines eingeschlossen.

Die grösseren Einschlüsse von Eruptivgesteinen sind auch in vielen Fällen direct schon als roth gefärbte Diabasporphyrite zu erkennen.

Es gleichen somit die liegenden Kalke in manchen Beziehungen den oberen Mihailecu-Kalken, von welch' letzteren sie sich hauptsächlich nur durch die meist in reineren Partien zu beobachtende graue Färbung, dann durch Einschlüsse von Porphyritfragmenten und einen viel grösseren Quarzgehalt unterscheiden.

In den mehr schiefrig-plattig entwickelten Lagen dieser Kalke verursachen die kleineren und wie gewöhnlich eckigen Stückchen von Quarz durch Herauswittern höckerig-rauhe Oberflächen an den Kalken, was man allgemein am Mihailecu und Farcheu (Südabhang) beobachtet und was an ein ähnliches Vorkommen bei den unterdyadischen schwärzlichen Kalken, so z. B. westlich von der Berlebaszka (pag. 444) erinnert, mit jenem jedoch nicht zu verwechseln ist. In den dickbankigen Lagen tritt dagegen Quarz meist in grösseren, eckigen Stücken und oft in solcher Menge auf, dass die Verwitterungsflächen der sehr festen und harten Kalkbänke mitunter ein quarzitisches, verrucanoartiges Aussehen bekommen. [1])

[1]) Die Bezeichnung „verrucanoartig" wurde als die entsprechendste bereits vielfach und bei sehr verschiedenalterigen Gesteinen in Anwendung gebracht, was indess zu keinen Irrungen führen soll.

Thalkessel auf der Südseite des Mihailecu (am oberen Paulik-Bache), Rugasiu-Rücken, Paulik-Bach, Thal des Rika-Flusses; allgemeine Betrachtungen.

Die oben erwähnten Kalke ziehen dann in mehreren Felsenreihen, welche z. Th. ziemlich deutlich als Schichtköpfe zu erkennen sind, durch den Thalkessel weiter gegen S. auf das rechte Thalgehänge (Rugasiu) hin und verlaufen schief zur Richtung des Thalkesselbodens, wobei sie ein terrassenförmiges Abfallen des letzteren veranlassen.

In der obersten (westlichen) Felsenreihe erscheinen am Thalboden gegen das Liegende zu die Kalke rein entwickelter; sind grau gefärbt, geadert und dolomitisch. Im Liegenden dieser Kalke tritt hier nun echtes Verrucano zu Tage. Letzteres kommt auch noch auf einer zweiten Stelle, tiefer unten, im Liegenden des östlichen schmalen Trias-Kalkstreifens zum Vorschein (vergl. auch Karte Taf. VI), wo es auf einem kleineren Raume, am rechten Paulik-Ufer, in grossen Blöcken ansteht, während die über ihm folgenden Kalke des erwähnten Triasstreifens, welche ebenfalls in Blöcken herumliegen, im Gegensatz zum ersterwähnten Falle wieder unrein, d. i. verrucanoartig entwickelt erscheinen.

Das sichere Vorkommen von Verrucano ist hier insoferne von grosser Wichtigkeit, als vor Allem die Mihailecu-Kalke mit eben solchem Rechte, wie die vorher in dem südwestlichen Streifen der Randzone angetroffenen Kalkschollen, als triadisch betrachtet werden können und als andererseits auch den Porphyriten, nach den Verhältnissen am Mihailecu zu schliesen, wenigstens zum grossen Theile, ebenfalls ein triadisches Alter zukommen dürfte.

Noch weiter gegen S., d. i. am Rugasiu-Rücken, herrschen überall Porphyrite, und zwar vorwiegend von der dichten Varietät. In ihrem Liegenden kommen dann weiter südlich die unterdyadischen Zonen, von vorwiegend dunkler Färbung der Gesteine, stellenweise auch nur inselartig (Polunski-Bach u. s. w.) zum Vorschein.

Die Porphyritmassen des Rugasiu reichen, wie wir es schon früher gesehen haben, bis an den östlichen Fuss des dem Hangenden einer unterdyadischen Zone entsprechenden Kalkkammes der Petricea, während diesen Kalkkamm von einer anderen, nämlich von der südwestlichen Seite unmittelbar Verrucano überlagert. Aehnlich verhält es sich auch mit den kleineren Kalkmassen der unterdyadischen Zone am Rücken der Laba und des Obcina Prepor (vergl. Karte Taf. VI). Dieselben erscheinen nämlich stets unmittelbar am Rande der Rugasiu-Porphyritmasse. Auch in der weiter im SO. am linken Paulik-Ufer gelegenen, grösseren unterdyadischen Insel, die aus Quarzbildungen und feinkrystallinischen Dolomiten besteht, grenzen letztere unmittelbar mit Porphyriten zusammen. Nachdem nun andererseits in allen letztgenannten Fällen das Verrucano gänzlich fehlt, so ist aus dem unmittelbaren Zusammengrenzen, resp. der unmittelbaren Ueberlagerung der unterdyadischen Schichten durch Porphyrite umso wahrscheinlicher (wie dies schon früher vermuthet wurde) darauf zu schliessen, dass ein Theil der Porphyrite, jedenfalls aber ein geringerer, dyadisch sein und speciell das Verrucano vetreten dürfte, als an der Petricea selbst die hangenden unterdyadischen Kalke sowohl mit Porphyriten als auch mit Verrucano unmittelbar grenzen, resp. von den genannten Bildungen überlagert werden.

Auf die sich hier von selbst aufwerfende Frage von den Contactwirkungen der Porphyrite auf Kalke und andere Gesteine, resp. die Erklärung des Mangels von solchen, werden wir später zu sprechen kommen.

Folgt man aus dem früher erwähnten Thalkessel dem Laufe des in einer felsigen Schlucht eingegrabenen Paulik-Baches (dessen oberstes Quellgebiet in eben diesem Thalkessel liegt) hinunter, so erreicht man bald steile Felsen, die aus rothen und grünen schiefrigen Tuffen bestehen. Denselben schaltet sich da auch eine ziemlich bedeutende Partie von grauen, weisslich verwitterten, meist geaderten und ausgesprochen dünnblättrigen, festen Kalkschiefern ein, die sich, was äussere Structur anbelangt, zunächst den früheren bunten Kalkschiefern von Mihailecu anschliessen und die wir bald in viel grösserer Mächtigkeit im Rika-Thale antreffen werden. [1])

Eine kleinere Partie von ähnlichen Kalkschiefern tritt tiefer unten, an der starken Krümmung des Paulik nach S., zu Tage. Sonst herrschen in dem mächtigen Zuge von Massengesteinen, die den Lauf des Paulik begleiten und die im Streichen auch die Thäler des Sokołow und der Rika erreichen, dichte Diabasporphyrite, stellenweise mit den conglomerat- und breccienartigen Tuffen vergesellschaftet, vor.

Nach einem Dünnschliff von einem Felsstück aus dem Sokołow-Thale, kurz oberhalb dessen Vereinigung mit der Rika, zeigen dieselben eine den früher beschriebenen Porphyriten ganz ähnliche Zusammensetzung. Das Gestein besteht vorwiegend aus einer Grundmasse, die durch leistenförmige Feldspathe, welche nur der Form nach noch erkennbar sind, charakterisirt wird. In ihr liegen vollkommen frisch erhaltene, meist ausgezeichnet scharf begrenzte, fast farblose Augitkrystalle, die auch in der Grundmasse frisch erhalten sind. Ausserdem gewahrt man zahlreiche Mandeln, deren Ausfüllung vorwiegend aus Calcit und einem grünem chloritischen Mineral besteht.

Trotz des häufigen Auftretens von Mandeln wurde jedoch in dem in Rede stehenden Zuge von Massengesteinen nirgends die grossporphyrische Varietät beobachtet.

Der Zug macht, nebenbei bemerkt, ganz den Eindruck eines erstarrten Lavastromes, der sich über die älteren Gesteine ergoss, welcher jedoch aus mehreren, in verschiedenen Zeitpunkten erfolgten Ergüssen bestehen dürfte.

Wie oben erwähnt wurde, erreichen im Rika-Thale die festen Kalkschiefer ihre grösste Mächtigkeit. Sie setzen daselbst auf mehreren Stellen hohe und steile Felsen zusammen und verflächen nach SW. In ihrem Bereiche treten wiederholt Porphyritlagen auf, deren Schutt sich oft mit jenem der Kreidesandsteine, welche hier in Lappen und Schollen eingreifen, mengt. An der Grenze mit Porphyriten gehen die Kalkschiefer in die bekannten bunten Kalkschiefer und sonstige schalsteinartige Gebilde, ähnlich wie dies am Mihailecu beobachtet wurde, über.

---

[1]) Jedes Vorkommen von Kalken wurde auf der Karte eingezeichnet. Umgekehrt wurden Porphyrite im Bereiche der Kalkablagerungen, wie z. B. am Mihailecu, unberücksichtigt gelassen.

Trotz der ziemlich bedeutenden Mächtigkeit der Kalkablagerungen des Rika-Thales erreichen diese auch hier nur eine ganz locale Entwicklung, indem sie einerseits von den krystallinischen Schiefern des Kosznya-Pecialu-Rückens überall durch eine Zone von Porphyriten getrennt werden und dieselben andererseits im Streichen das Sokołow-Thal gar nicht erreichen.

Flussabwärts verlieren die Kalkablagerungen des Rika-Thales immer mehr an Mächtigkeit und in wie geringer Mächtigkeit, ja mitunter nur in Spuren, die Kalkschiefer und schalsteinartigen Bildungen in den Porphyriten erscheinen, kann man am besten an den, den Rika-Fluss begleitenden Gehängen (gleich oberhalb der Einmündung des Sokołow-Baches, sowie auf dem zu Pliski führenden Wege) beobachten, indem man daselbst die Kalkbildungen in den Porphyriten förmlich erst aufsuchen muss.

Massiger entwickelte, graue, geaderte Kalke treten im Rika-Thale nur untergeordnet auf. Es wurden solche z. B. am rechten Rika-Ufer, gleich unterhalb der Sokołow-Mündung beobachtet. Man sieht an dieser Stelle eine nur wenige Meter mächtige Kalkbank, die kammförmig aus den in Schutt aufgelösten Porphyritmassen herausragt. —

Nach dem bis nun Dargestellten zu schliessen, scheint die Randzone überhaupt einem Gebiete zu entsprechen, in welchem die Eruptionen der Porphyrite, wenigstens zum grössten Theile, unter dem Meeresspiegel erfolgten und wo Triaskalke nur local zur Ablagerung gelangten, indem man ihr plötzliches Aufgehen in den ersteren sonst nicht anders erklären könnte.

Zur Zeit der Ablagerung von unteren Triaskalken dürften die Eruptionen ihre grösste Intensität erreicht haben, da hier die Kalkablagerungen wiederholt durch Porphyritlagen getrennt erscheinen. Dieselben brachen langsam ein und nach Erreichung eines gewissen Maximums schwächten sie allmälig wieder ab, was in den verschiedenen Schalsteinen — die theils äusserst dünnen Lavaergüssen ihren Ursprung verdanken, theils dagegen wahrscheinlich aus einem feinem Gereibsel von Eruptivmassen bestehen dürften — seinen Ausdruck findet. Diese innige Verknüpfung von Porphyriten mit Kalkablagerungen und das Fehlen von allen Contacterscheinungen sprechen eben dafür, dass die Eruptionen unter dem Meeresspiegel erfolgten.

Zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Triaskalke (oberen Mihailecu-Kalke) dagegen, dürften schon viel schwächere Eruptionen stattgefunden haben. Für ihre andauernde Thätigkeit jedoch spricht das Vorkommen von Schalsteinen auch noch im oberen Theile des Mihailecu, wo zugleich der Mangel von Porphyritlagen auf ein allgemeines Zurücktreten der Eruptionen in dieser späteren Zeit hinzuweisen scheint.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit kann man annehmen, dass die mächtigen Kuppen des Pietrys, Farcheu, dann die Kuppe 1310 Meter im Bokuł-Zuge, die Stellen der eigentlichen Herde von vulcanischen Eruptionen bezeichnen. Der jedoch diese Eruptivkuppen umgebende jüngere Kreidemantel macht eine directe Beobachtung, ob sie nämlich in der Wirklichkeit als Durchbrüche zu gelten haben, nicht möglich.

Es wurde früher die Vermuthung aufgestellt, dass den Porphyriten, wenn auch nur in einem geringen Theile, ein oberdyadisches Alter

zukommen dürfte, weil dieselben an gewissen Stellen unmittelbar über unterdyadischen (krystallinischen) Kalkzonen folgen und in diesen Fällen das Verrucano zu vertreten scheinen. Es scheint für diese Annahme auch noch folgender Umstand zu sprechen. Im Thalkessel des oberen Paulik sahen wir nämlich (pag. 449 und 450), dass bereits in den untersten Triaskalken, und zwar in einem Falle unmittelbar über Verrucano, Bruchstücke von Porphyriten vorkommen. Es dürften deshalb letztere schon vor Ablagerung der untersten Triaskalke stellenweise zum Ausbruche gelangt sein und in Felsen bestanden haben.

Was die Contactwirkung der Porphyritströme auf triadische, resp. noch ältere Sedimentschichten anbelangt, so ist eine solche wie dies schon früher erwähnt wurde, nirgends zu beobachten.

In einer anderen Richtung, nämlich im Bereiche der Porphyritlagen, resp. ihrer Tuffe selbst, kann man dagegen wohl an einigen Stellen und vielleicht gerade in der Nähe der ursprünglichen Eruptionsherde Contacterscheinungen annehmen. So trifft man gleich südöstlich vom Farchen, auf dem zum Mihailecu führenden Sattelkamme (wo Kalke mit Porphyriten und Tuffen anstehen), an einer Stelle auf der südlichen Seite des Kammes, rothe schiefrige Porphyrite (Tuffe) mit bis eigrossen abgerundeten Einschlüssen von weissen, feinkrystallinischen Kalken an. Letztere, die in Folge dessen an altkrystallinische Kalke erinnern, machen den Eindruck, als wären sie in eine schmelzende Masse hineingerathen, die sich dann eng an sie anschmiegte. Im Sokołow-Thale dagegen, kurz oberhalb dessen Einmündung, bemerkte ich auf den rechten Ufergehängen einige grosse Gesteinsblöcke, die nach aussen aus einem grünen Eruptivmateriale bestanden, während im Innern beim Anschlagen sich Kalke bemerkbar machten. Letztere erschienen vorwiegend grobkrystallinisch, sonst dicht, grau und den unteren Triaskalken entsprechend und wiesen, chemisch untersucht, eine Spur organischer Substanz, geringe Menge von Quarzkörnchen, äusserst geringe Menge von Eisen und eine Spur von Magnesia auf. Im Allgemeinen waren dies ziemlich grosse, in's Eruptivmaterial eingehüllte Kalkblöcke.

Nach dem Obigen ist somit anzunehmen, dass in die sich periodisch ergiessenden Lavaströme hie und da Stücke von bereits anstehenden ältesten (?) Triaskalken hineingerathen sind. Andererseits geriethen wieder umgekehrt Stücke von bereits anstehenden Eruptivgesteinen in die zur Ablagerung gelangenden Triaskalke hinein, indem wir vorher im oberen Thalkessel des Paulik-Baches in den verrucanoartigen Kalkbänken Einschlüsse von Porphyriten angetroffen haben. —

Zum Schlusse der Betrachtungen über den dem Ruszpolyanaer Gebirge angehörenden Theil der Randzone, wäre noch von einem kleineren inselartigen Vorkommen von Tuffgesteinen im Kreidegebiete des unteren Sokołow-Thales, knapp am südwestlichen Rande der Kreidezone, zu erwähnen. Dieselben entsprechen in petrographischer Beziehung den älteren, unterdyadischen Tuffgesteinen (pag. 437) und sind da nur in grossen Blöcken zu finden. Aus dem Umstande, dass diese Tuffgesteine im Streichen jener des Kwasny-Thales (pag. 443) auftreten und dass auch hier thalabwärts Porphyrite folgen, kann man auf analoge Verhältnisse wie im Kwasny-Thale schliessen und somit erstere als unterdyadische Tuffe bezeichnen.

b) Randzone im Grenzgebirge.

Czywczyn, Popadia.

Zu dem, dem Grenzgebirge angehörenden Theil der Randzone übergehend, beginne ich zuerst mit einer Beschreibung des auf galizischer Seite gelegenen Czywczyn, dessen ganz imposant sich ausnehmende, einsame, weit vorwiegend glatt begraste Kuppe aus dyadisch-triadischen Bildungen besteht.

Am Südfusse der Czywczyn-Kuppe folgt im Hangenden der krystallinischen Gesteine eine ziemlich schmale Zone von Verrucano (pag. 401), das besonders im Streichen gegen SO., tiefer unten im Walde, typisch auftritt und in grossen Blöcken herumliegt. Auf diese Verrucanozone folgen nordwestlich, im Hangenden, graue bis ziemlich lichte, geaderte, nur Spuren von Magnesia (etwa 1%) aufweisende, „reine“ Triaskalke. Dieselben setzen eine Reihe von Felsen zusammen, von welchen die tiefer im Walde anstehenden eine ziemliche Mächtigkeit erlangen, während nach der anderen Richtung, gegen NW., die Kalkfelsen immer kleiner werden, schliesslich verschwinden und nun Diabasporphyrite mit Verrucano (auf einem begrasten Terrain) unmittelbar grenzen.

Die Porphyrite, zum Theile mandelsteinartig entwickelt und stellenweise auch roth gefärbt, nehmen den mittleren, viel grösseren Theil der Czywczyn-Kuppe bis zum Gipfel ein.

Steigt man von dem breit abgerundeten Gipfel des Czywczyn in nordöstlicher Richtung herunter, so erreicht man bald einige kleinere Felsen eines ziemlich lichtgrauen, dichten und reinen Kalkes, und hierauf etwas tiefer solche von schiefrigen Porphyriten (Tuffen), welch' letztere ganz jenen z. B. von der Farcheu-Kuppe entsprechen.

Beim weiteren Herabsteigen in der bezeichneten Richtung trifft man wieder Kalke in kleineren Felspartien an. Es erscheinen in denselben zahlreiche Einschlüsse von dichten rothen Porphyriten, bis zur Grösse eines Straussenies, ausserdem vereinzelte grössere Stücke von Quarz, wodurch die Kalke ein conglomerat- oder breccienartiges, den vorher, so z. B. am Mihailecu beschriebenen Kalken, sehr ähnliches Aussehen bekommen. Glimmer sieht man in den Kalken nicht, dagegen sehr häufig rothe und grünliche Ueberzüge.

Tiefer unten treten dann dem Anscheine nach reinere, lichtgrau gefärbte Kalke auf, die man in getrennten Felspartien sowohl in nordwestlicher, wie auch südöstlicher Streichfortsetzung am Czywczyn, bis zu den beiderseitigen Waldgrenzen verfolgen kann. Ein Kalkstück aus dieser Zone, von den nordwestlichen Gehängen an der Waldgrenze, erwies sich jedoch im Dünnschliff als der Hauptmasse nach aus Kalk, dann Quarz und Stückchen von Eruptivgesteinen bestehend. Ausserdem wurden in dem Schliffe Ueberreste von nicht näher bestimmbaren, mikroskopischen Schalenthieren constatirt.

Es ist dies eben der einzige Fall, wo sich in einem der Schliffe von Triaskalken Fossilien, wenn auch nur in Andeutungen, vorgefunden haben (pag. 437). Möglich ist es daher immerhin, dass bei weiteren Untersuchungen sich aus den hiesigen Kalken wird wenigstens eine mikroskopische Fauna mit der Zeit zusammenstellen lassen. In allen übrigen Schliffen, die im kleineren Theile auch aus den, dem

Aussehen nach „rein“ erscheinenden Kalken gemacht wurden, fanden sich sonst keine Andeutungen von Versteinerungen mehr vor.

Die obigen Kalke gehen dann tiefer unten (auf den nordöstlichen Gehängen des Czywczyn) in mehr schieferig entwickelte über, in denen man wiederholt schalsteinartige Ueberzüge und ab und zu auch Glimmerblättchen beobachtet. Lagen von Porphyriten treten hier jedoch nirgends mehr auf.

In der Nähe des zum Czolakiu führenden Sattels, schon nahe der Kreidegrenze, folgt hierauf schliesslich eine schmale Zone von dünnblättrigen Kalkschiefern, die jenem aus dem Rika-Thale ganz ähnlich sind. Dieselben bieten hier eine Reihe von kleineren Aufschlüssen und zeigen ein undeutliches flaches Einfallen nach N. bis NON.

In Folge der höchst mangelhaften Aufschlüsse, welche die Kuppe des Czywczyn darbietet — indem hier die Gesteine zwar in zahlreichen, jedoch nur kleineren und getrennten Felspartien auftreten, die sich ganz malerisch von dem begrasten, strauchlosen Grunde abheben — ist es schwer zu entscheiden, in welchem Verhältnisse die verschiedenen massigeren Kalke untereinander und zu den Kalkschiefern, und andererseits die Kalkbildungen überhaupt zu den Porphyriten stehen. Nach der Analogie der geologischen Verhältnisse in der Farcheu-Mihailecu-Gruppe (an welche eben die von Czywczyn im Allgemeinen direct und deutlich erinnern) zu schliessen, scheinen jedoch die zu oberst am Czywczyn angetroffenen Kalke den oberen Mihailecu-Kalken, dagegen die tiefer folgenden „unreinen“ Kalke, Schalsteine u. s. w., zusammen mit den hier nur local entwickelten Kalkschiefern, den unteren Kalken des Mihailecu zu entsprechen.

Die massigen Kalke von der Südseite des Czywczyn sind ebenfalls, und zwar sicherer wie die von der Nordseite, als untere Triaskalke zu betrachten.

Annähernd könnte man daher annehmen, dass die Kalkzonen auf der Süd- und Nordseite des Czywczyn zwei entgegengesetzten Flügeln der hier eine Art von Mulde bildenden Triaskalke entsprechen. Die Mulde füllen Porphyrite aus, in welchen in horizontaler Richtung die Kalke, wenigstens auf der einen Seite, aufgehen. Während nämlich diese auf der Nordseite des Czywczyn mit den Porphyriten in jener charakteristischen und deutlichen Verknüpfung stehen, wie dies z. B. auch am Mihailecu der Fall war, scheinen die Porphyrite auf der Südseite des Czywczyn an die Kalk-, resp. Verrucanozone unvermittelt heranzutreten.

Auf diesen Punkt werden wir übrigens noch in Kürze des Näheren zu sprechen kommen.

Zum Schlusse der Betrachtungen über den Czywczyn wäre noch zu erwähnen, dass man hier auch die Stelle eines wirklichen vulkanischen Herdes vermuthen dürfte. Ob sich jedoch derselbe am Czywczyn selbst, oder vielleicht eher westlich von demselben, in dem eigenthümlich geformten Thalkessel zwischen Czywczyn und Budyowska, den Kreidebildungen ausfüllen, befand, darüber kann nichts Bestimmtes gesagt werden.

Aehnliches wie der Czywczyn bietet in geologischer Beziehung auch die im SO. vom ersteren gelegene Popadia, deren Kuppe eine

auf Verrucano ruhende Kalkscholle darstellt (Taf. VII, Fig. 4). Der nordöstliche, grössere Theil der letzteren besteht aus grauen bis ziemlich lichten und weisslichen, stellenweise grob krystallinischen Kalken die eine Spur von Magnesia und ziemlich bedeutende Menge von Quarzkörnern enthalten. An die Kalke schliessen sich gegen SW. schalsteinartige Schiefer und an letztere eine Lage von Diabasporphyriten an. Auf die Porphyrite folgen weiter Kalkschiefer, vom Aussehen jener des Rika-Thales, die jedoch hier eine sehr geringe Entwicklung erreichen; hierauf am Sattel, der zur Kreidekuppe des Suligul hinüberführt, Verrucanobildungen.

Budyowska wielka und mała; Schlussbemerkungen.

Der westlich vom Czywczyn gelegene Theil der Randzone gibt in manchen Beziehungen ein ganz eigenthümliches Bild.

Die Triaskalke treten in demselben an vielen Stellen auf, meist jedoch in ganz kleinen Felsen, ja mitunter nur in Schollen, die aus einem Haufwerk von Blöcken bestehen. Dieselben zeigen hier ausserdem eine sehr wechselnde Entwicklung.

So erscheinen auf dem, von Czywczyn zur Budyowska wielka führenden Grenzkamme, vorwiegend unreine Kalke, die häufig conglomerat- oder breccienartig entwickelt sind, meist rothe Ueberzüge zeigen, und auch stellenweise mit Schalsteinen, Tuffen, hie und da auch Porphyritlagen in Verbindung stehen. (Vergl. auch Karte Taf. VI.) Die Kalke von der Sattelhöhe (1510 Meter), in einem Dünnschliff betrachtet, erweisen sich als Breccien, die vorwiegend aus Kalk, dann Quarz und kleinen Partikelchen von Eruptivgesteinen zusammengesetzt sind und ausserdem eine Reihe von Umbildungen, die hauptsächlich aus Chlorit bestehen, umfassen. Eine ähnliche Zusammensetzung zeigten im Dünnschliff auch die gleich im NW. der erwähnten Höhencote von 1510 Meter befindlichen Kalke, die somit im Allgemeinen, auch mikroskopisch betrachtet, eine den betreffenden Kalken vom Mihailecu und Czywczyn ganz ähnliche Zusammensetzung aufweisen.

Seltener sind hier die Kalke „rein“ entwickelt. Chemisch untersucht, zeigten letztere nur eine Spur oder sehr geringe Menge von Magnesia (ähnlich so auch die vorher erwähnten unreinen), z. Th. aber erwiesen sie sich als echt dolomitische Kalke. Ein kleines Vorkommen von solchen dolomitischen Kalken beobachtete ich z. B. gleich im S. O. S. von der vorher bezeichneten Höhe (1510 Meter), am Grenzkamme, und bestehen auch die kleinen Trümmerschollen am Verrucanorücken der Pelesata aus echt dolomitischen Kalken.

Die genannten reinen Kalke erreichen eine ziemliche Mächtigkeit auf den nördlichen Abhängen der Budyowska mała. Sie sind dort vorwiegend licht gefärbt, stellenweise etwas grobkrystallinisch und setzen steile Felsen zusammen, an deren nordöstlichem Fusse sich unmittelbar Diabasporphyrite lagern, welche durch den kleinen Seitenbach des Budyowska-Baches durchschnitten werden. Oberhalb von diesen Kalkfelsen, und von diesen durch eine aufschlusslose Zone getrennt, in der man nur Verrucanoblöcke bemerkt (die Gegend ist stark bewaldet) treten Bänke von vorwiegend ganz dunkelgrau gefärbten Kalken auf, in deren Liegendem, gegen die Kuppe der Budyowska mała zu, wieder

Verrucano zum Vorschein kommt, das hier im Allgemeinen eine verhältnissmässig bedeutende Mächtigkeit erreicht.

Die letzterwähnten dunklen Kalke sind stark geadert, theilweise schiefrig plattig entwickelt und dann meist mit Glimmerschuppen und kleinen eckigen Quarzstückchen auf den Verwitterungsflächen versehen. Sie erinnern an ähnliche triadische Kalkvarietäten vom Mihailecu und Farcheu (pag. 449) und wurden deshalb vorläufig noch bei der Trias belassen, sowie auch anderseits die schmale aufschlussbare Verrucanozone auf der Karte nicht eingezeichnet wurde. Möglich ist es aber immerhin, dass diese dunklen Kalke bereits dem Liegend des Verrucano, d. i. den unterdyadischen Schichten (krystallinischen Kalkzonen) entsprechen, umsomehr, als auch im Streichen, auf der Ostseite der Budyowska mała, eine unterdyadische Zone (darunter auch schwärzliche Kalke, vgl. pag. 444) zum Vorschein kommt. Die Verhältnisse sind hier eben schwer zu deuten.

Den triadischen Kamm auf der nordwestlichen Abzweigung der Budyowska mała setzen graue und geaderte, meist unreine Kalke mit Glimmer und Quarzpartikelchen, zusammen. Die Kalkbänke verflächen daselbst deutlich nach SW. (gegen das krystallinische Gebirge) und stehen am westlichen Ende des Kammes mit schalsteinartigen Schiefern und kleineren Porphyritlagen in directer Verbindung.

Nebst den Triaskalken tritt in dem in Rede stehenden Theile der Randzone das Verrucano, und zwar stellenweise in einer, wie schon vorher erwähnt, ziemlich bedeutenden Mächtigkeit (so auf der Pelesata) auf. In demselben wurden hie und da, meist jedoch nur in Spuren, auch die rothen glimmerreichen Sandsteine beobachtet.

In Folge des höchst störenden Eingreifens von unteren Kreidesandsteinen erscheint das Verrucano am Grenzkamme, im Liegenden des in viele kleine Kuppen aufgelösten Kalkzuges (NW. und W. von der Sattelhöhe 1510 Meter), in den meisten Fällen verdeckt. An einigen Stellen liess sich dasselbe jedoch auch hier, an der Basis der Triaskalke, sicher constatiren (vergl. Karte Taf. VI).

Wir stehen hier somit vor der merkwürdigen Erscheinung, dass über dem Verrucano einmal unreine Kalke mit Einschlüssen von Eruptivgesteinen und in Verbindung mit Schalsteinen u. s. w., das andere Mal dagegen reine dolomitische, oder nur wenig Magnesia enthaltende Kalke folgen — und dass andererseits die Porphyrite einmal in directer Verbindung mit den Triaskalken stehen, das andere Mal dagegen ohne welche sichtbare Verknüpfung und unvermittelt an die reinen Triaskalke, resp. an das Verrucano, herantreten (wie dies auch an der Südseite des Czywczyn der Fall war), wobei Alles dies hier auf einem relativ so eng begrenzten Raume zu Stande kommt.

Was nun den ersteren Punkt anbelangt, so ist anzunehmen, dass eben sowohl die reinen wie auch die unreinen Kalke die Basis der Trias bezeichnen können. Man müsste sonst folgern, dass nicht Alles, was unmittelbar über dem Verrucano lagert, gleichalterig sei, d. i. dass man es hier mit verschiedenen Triashorizonten zu thun habe, was indess nicht wahrscheinlich erscheint.

Einem ähnlichen Falle haben wir auch schon im Ruszpolyanaer Gebirge, und zwar im Thalkessel des Paulik-Baches begegnet (pag. 450).

Was den zweiten Punkt, d. i. das Verhalten der Porphyrite zu den Triaskalken anbelangt — und was insoferne an die Verhältnisse in den unterdyadischen (krystallinischen) Kalkzonen des Ruszpolyanaer Gebirges erinnert, als auch dort den letzteren sich Porphyritmassen unmittelbar und ohne welche Verknüpfung anlagerten (pag. 450) — so wäre anzunehmen, dass ähnlich wie eben an die unterdyadischen Zonen, so auch an bereits anstehende Triaskalke (resp. Verrucano) Porphyritströme stellenweise unvermittelt und erst nachträglich herangetreten sind, während wir sie wieder in anderen Fällen mit den Triaskalken in directer Verknüpfung sehen, welch letzteres nun in den unterdyadischen Zonen niemals eintritt.

Die Annahme, dass wir hier nur mit analogen Verhältnissen und nicht etwa in den betreffenden Fällen auch mit unterdyadischen (krystallinischen) Kalkbildungen selbst zu thun haben, gewinnt umsomehr an Wahrscheinlichkeit, als es allen Anschein hat, dass in der in Rede stehenden Randzone des Grenzgebirges die Porphyrite ausschliesslich triadischen Alters sind und hier ältere (oberdyadische) Porphyrite fehlen, indem da auch nirgends Diabase und die bekannten unterdyadischen Tuffe, wie im Ruszpolyanaer Gebirge, beobachtet wurden.

Diese und ähnliche Fragen zu lösen ist übrigens eine umso schwierigere Aufgabe, als immerhin Anhaltspunkte fehlen die triadischen von den dyadischen (krystallinischen) Kalkbildungen stets mit Sicherheit zu trennen, diese Trennung auch lediglich auf petrographischen Unterschieden, die jedoch nicht durchgreifend sind und auf allgemeinen Lagerungsverhältnissen, die häufig ganz mangelhaft aufgeschlossen sind, basirt. Ich selbst sehe manches Zweifelhafte in einer Arbeit ein, die sich, wie bis jetzt, nur mit fossilleeren Schichten beschäftigte. Es ist daher wahrscheinlich, dass bei einer genaueren und auch mit grösserer Musse durchgeführten Aufnahme des Gebietes hie und da eine Verschiebung, insbesondere in den paläozoischen und altmezozoischen Formationen, eintreten dürfte. Dann scheint mir aber, dass eher z. B. ein Theil der paläozoischen Kalke den Triaskalken zufallen dürfte, als umgekehrt. Auch ist es andererseits möglich, dass sich mit der Zeit die „obere" krystallinische Kalkzone (die vorläufig als untere Dyas bezeichnet wurde), sowie auch die angrenzenden Schieferabtheilungen (obere und mittlere Schieferabtheilung) noch in weitere und näher bestimmte Formationen zergliedern lassen werden.

Triasinseln am Preluczny- und Preluki-Rücken; Nachträgliches über Eruptivvorkommen in den krystallinischen Kalkzonen des Riu Vaser-Thales.

Es wäre noch von einigen getrennten Kalkvorkommen, die bereits im nördlichen Flyschgebiete auftreten und mit Wahrscheinlichkeit der Trias angehören, zu erwähnen.

Es gehört hieher die Kalkpartie im N. von der Budyowska wielka, am westlichen Zweigrücken des Preluczny, die mitten im unteren Kreidegebiete auftritt (siehe Karte Taf. VI). Die Kalke daselbst sind „rein" entwickelt, vorwiegend licht gefärbt und setzen eine zierliche Gruppe von haushohen Felsen zusammen.

Eine zweite triadische Kalkpartie kommt im oberen Czeremosz-Gebiete am Preluki-Rücken vor, auf deren Süd-Ost-Seite, gegen das Hangende sich auch hornsteinartige, graue bis schwärzliche und auch röthliche Gesteine in geringer Menge bemerkbar machen. Ob diese den rothen Quarziten vom Mihailecu entsprechen, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, da sie von jenen petrographisch abweichen und auch das triadische Alter dieser Kalkpartie immerhin fraglich bleibt. Verrucano fehlt hier auch gänzlich.

Es erübrigt noch Einiges über das Vorkommen von Eruptivgesteinen im Riu Vaser-Thale, nämlich in den krystallinischen Kalkzonen von Suliguli und Sniapenu nachzutragen (pag. 406).

Die Proben sind sehr zersetzt, von den ursprünglichen Mineralen sind in Präparaten (von der erst erwähnten Localität) nur Apatit und Erz erhalten. Das letztere ist nach seinen Umwandlungsproducten, Titaneisen; es kommt in ziemlicher Menge vor. Das Gestein dürfte ein zersetzter Diabasporphyrit sein.

Diesen Gesteinen dürfte eine ähnliche Stellung zukommen, wie den älteren Porphyriten im Ruszpolyanaer Gebirge, die wir daselbst im unmittelbaren Hangenden von krystallinischen Kalkzonen angetroffen haben. Während jedoch das Eruptivvorkommen von Suliguli vielleicht einem wirklichen Durchbruche entspricht, scheint jenes von Sniapenu, (gleich der Mehrzahl der Fälle) einem, hier nur noch in einem kleinen Reste erhaltenen, lavaartigen Ergusse gleichzukommen.

D. Juraformation.

Tritt nur in kleinen Klippen in der nördlichen Sandsteinzone auf und wird gelegentlich später beschrieben werden.

E. Kreideformation.

F. Eocenformation.

G. Oligocenformation.

Alle diese drei Formationen, die, mit Ausnahme der nur eine geringe Verbreitung aufweisenden untereocenen Nummulitenkalke, sonst durchwegs aus Sandsteinbildungen bestehen, sollen in der Folge zusammen behandelt werden. Sie nehmen den weit grösseren Theil des aufgenommenen Gebietes ein und zerfallen räumlich in drei grosse Zonen, resp. Mulden, und zwar: I. die südliche Sandsteinmulde, II. die Zone der Kreidetransgressionen und III. die nördliche Sandsteinzone. Der südlichen und der Zone der Kreidetransgressionen gehört auch noch der mächtige Andesitzug der Trojaga an.

An mehreren Stellen konnte ich in der Kreide-, sowie auch in der Eocenformation Petrefacten sammeln, nachdem bereits vorher am Rande des Gebietes untereocene Fossilien bei Rona polyana nachgewiesen (vergl. Paul und Tietze, Neue Studien, pag. 204 u. f.) und von v. Hauer (Bericht 1859, pag. 434) und v. Alth (l. c. pag. 7) aus der Umgebung von Borsabánya Nummuliten angeführt wurden.

Wenn sich auch im Gebiete Petrefacten nur an zerstreuten Stellen vorfanden, dieselben auch z. B. der ganzen nördlichen Sandsteinzone durchaus fehlen und sie andererseits wieder nur in der Minderzahl der Fälle eine directe Parallelisirung mit geologisch festgestellten Horizonten zuliessen, so vermochten dieselben dennoch in die ausgedehnten und schwer zu trennenden Sandsteincomplexe einiges Licht zu werfen.

Die Trennung der Flyschbildungen in die einzelnen Formationen geschah auch vorwiegend auf Grund der den Karpathen-Geologen so wohl bekannten Unterscheidungsmethode nach petrographischen Eigenthümlichkeiten bei Berücksichtigung allgemeiner Lagerungsverhältnisse, nachdem andererseits durch das Vorfinden von Petrefacten hie und da eine allgemeine und sichere Basis gewonnen wurde. Vorwiegend auf Grund obiger Unterscheidungsmethode wurde auch noch eine jede der erwähnten Formationen in eine ältere und jüngere Abtheilung getrennt; so die Kreide in eine untere und obere, die Eocen- und Oligocenformation in je eine untere und obere Stufe. Mit wenigen Ausnahmen bedeutet jedoch diese Trennung, wie wir es in der Folge sehen werden, keine strenge Altersbestimmung.

I. Südliche Sandsteinmulde.

Dieselbe füllt den Raum zwischen den beiden krystallinischen Hauptzonen — den Rodnaer Alpen und dem nördlichen krystallinischen Gebirge — aus und verschmälert sich keilförmig in der Richtung von NW. gegen SO. Räumlich wird sie durch den grossen krystallinischen Lappen am unteren Riu Vaser-Flusse in zwei Becken getrennt, u. zw. jenes von Borsa und in das Becken von Ruszpolyana.

Es soll zuerst mit dem Borsa-Becken begonnen werden, um dann, dem Laufe des Vissó-Flusses sammt dessen Zuflüssen nach NW. folgend, bis zu dessen Einmündung in die Theiss bei Rona polyana zu gelangen.

a) Borsa-Becken.

Thalgebiet des Borsia-Flusses. [1])

Wie erwähnt, verschmälert sich die Sandsteinmulde keilförmig gegen SO. Ihre Breite beträgt im obersten Quellgebiete des Borsia-Flusses, am Prislopului-Passe, in Luftlinie fast genau nur 4 Kilometer.

Im genannten obersten Borsia-Thale füllt den Raum zwischen den beiden krystallinischen Hauptzonen ein mächtiger Complex von Sandsteinen und Conglomeraten aus, welcher, da in dessen Hangenden auf mehreren Stellen Nummulitenkalke sich lagern, vorläufig der Kreide zuzuzählen ist.

Die Nummulitenkalke, welche meist dickbankig und weisslich bis lichtgrau gefärbt sind, treten in kleineren und grösseren Felspartien inselartig und in einer zonenförmigen Anordnung über dem Sandsteincomplexe auf, greifen jedoch im Norden allmälig auf das krystallinische Gebirge über. Es ist dies z. B. am Podu Ciarcanu (westlich von Ciarcanu) der Fall, wo die Nummulitenkalke die grösste Mächtigkeit erreichen und eine plateauartige Scholle zusammensetzen, die mit ihrem südlichen

[1]) Der Oberlauf des Vissó-Flusses wird Riu Borsia genannt.

Theile den Sandsteinen, mit dem nördlichen dagegen den krystallinischen Gesteinen unmittelbar aufruht. Die noch nördlicher gelegenen Nummulitenkalk-Zonen lagern dann schon ausschliesslich auf dem krystallinischen Grundgebirge. Häufig, so insbesondere auf der Südseite des Ciarcanu, heben sich die Nummulitenkalkfelsen wie nasenförmige Vorsprünge von den krystallinischen Grundgehängen ab, denen sie sich auch wohl stets discordant anlagern dürften.

Wo die Nummulitenkalke dem Sandsteincomplexe aufliegen, werden dieselben häufig gegen ihr Liegendes durch Aufnahme feiner Geschiebe von Urgesteinen conglomeratartig und gehen selbst auch in feinere Conglomerate über. In Fällen dagegen, wo sie dem krystallinischen Gebirge unmittelbar aufruhen, wurden in deren Liegendem, so z. B. auf der Südseite des Ciarcanu, schmale Zonen von grauen, zum Theil auch roth gefärbten, festen Mergelschiefern oder plattigen Mergelkalken beobachtet.

Mit Ausnahme von Nummuliten führen die in Rede stehenden Eocenkalke nur selten andere Versteinerungen. So fanden sich in der kleinen Kalkinsel auf der Prislopului-Wasserscheide, bei der Höhe 1413 Meter, sowie auch in der nordwestlicher bei 1227 Meter gelegenen Kalkinsel, ausser Nummuliten noch mehrere Pecten-Exemplare vor, die jedoch nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn Vacek nicht näher bestimmt werden konnten.

Im Allgemeinen erwiesen sich gerade die massiger entwickelten und eine grössere Mächtigkeit erreichenden Kalkinseln als fossilärmer; sie führen mitunter auch Nummuliten nur in spärlicher Anzahl.

Da wir später, in anderen Gebietstheilen, in den Nummuliten-führenden Kalken bei ganz gleichen Lagerungsverhältnissen auch noch anderen, und zwar für das unterste Eocen charakteristischen Fossilien begegnen werden, so kann man wohl auch hier die Nummulitenbildungen dahin stellen und als die Basis des Eocens betrachten. Es folgt dann daraus, dass man ihr Liegendes, den Sandsteincomplex, mit vielem Rechte als cretacisch bezeichnen kann, was sich auch später in anderen Gebietstheilen auf Grund von Fossilienfunden direct bestätigen wird.

Der erwähnte Kreidecomplex des obersten Borsia-Thales besteht dagegen vorwiegend aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen und aus Conglomeraten von mitunter sehr grobem Korne. Letztere bestehen insbesondere aus Geschieben von weissem Quarz, krystallinischen Schiefergesteinen und schwärzlichen Kieselschiefern, die mit einer meist wenig kalkhältigen sandigen Bindemasse zu einem ziemlich festen Conglomerate verkittet werden. Die Geschiebe sind stellenweise von Kopfgrösse und darüber.

Ein solch grobes Conglomerat beobachtet man z. B. in dem sich nordöstlich von der Strassenhöhe 1015 Meter hinaufziehenden Seitenthale der Borsia, bald beim Eingange in dasselbe. In den mächtigen Conglomeratbänken gewahrt man hier auch Einschlüsse von Gneissen mit tombackbraunem Biotit, von krystallinischen Kalken, ferners von lichtchocoladebräunlichen, weissröthlichen und auch dunkel gefärbten Kalken, die vorwiegend dem Jura angehören dürften und auch petrographisch mit den später zu beschreibenden Jura-Klippenkalken am meisten übereinstimmen.

Von letzteren Kalkeinschlüssen traf ich in dem von hier gleich westlich gelegenen, nächstfolgenden Seitenthale förmliche Blöcke an, in welchen sich auch einzelne, ziemlich gut erhaltene Korallen bemerkbar machten. Im letztgenannten Thale sieht man auch gleich beim Eingange in dasselbe, auf der linken Thalseite, einen kleinen Kalkfelsen, der wahrscheinlich einem mächtigen Jurablock entsprechen dürfte. Die Möglichkeit ist aber nicht ausgeschlossen, dass dieser Felsen eine untereocene Kalkscholle darstellt; doch konnte ich in demselben, trotz einigen Suchens, keine Versteinerungen und speciell auch keine Nummuliten vorfinden.

Die oben angeführten Gesteinsgeschiebe wurden auch noch auf anderen Stellen, wo ähnliche grobe Conglomerate auftreten, beobachtet.

Die relativ ziemlich festen, licht bräunlich bis grau gefärbten Sandsteine, führen meist ziemlich zahlreichen Glimmer und weisen im Allgemeinen einen geringen Gehalt an Kalkbindemittel auf. Sie stehen durch Uebergänge in deutlicher Verknüpfung mit den erwähnten Conglomeraten.

Grobe Sandsteine und Conglomerate wiegen insbesondere in hangenden Lagen des Kreidecomplexes vor. Dieselben neigen zur Bildung von grösseren Felspartien, die bei der Verwitterung eine lichte Färbung annehmen und, von Weitem gesehen, sehr leicht mit den Nummulitenkalkfelsen verwechselt werden könnten.

Im äussersten Hangenden des Kreidecomplexes machen sich noch hie und da, stets jedoch nur in einer ganz untergeordneten Mächtigkeit, stark kalkhältige Sandsteine und kalkreiche Conglomerate, und zwar auch an Stellen bemerkbar, wo kein Eocen vorkommt. Diese, immerhin etwas zweifelhaften Bildungen, sind aller Wahrscheinlichkeit nach, wie dies bei einer späteren Gelegenheit näher begründet werden soll, noch dem Kreidecomplexe zuzuzählen, von dem sie auch an Ort und Stelle betrachtet kaum auszuscheiden wären.

In liegenderen Horizonten des Kreidecomplexes treten dagegen, vorwiegend nur in den Thaleinrissen aufgeschlossen, dünnbankigere Sandsteine auf, die auf den Schichtflächen stellenweise grobe hieroglyphenartige Protuberanzen führen (so z. B. im Borsia-Thale, nördlich von der Strassenhöhe 1227 Meter), den oberen sonst ähnlich und kalkarm sind und mit Zwischenlagen von grauen, plattigen Sandsteinen — die nicht selten eine schwache Andeutung von Krummschaligkeit zeigen — und grauen, feinglimmerigen, manchmal etwas mergeligen Schiefern wechseln.

Die plattigen Sandsteine, die durch allmälige Uebergänge meist in einer innigen Verknüpfung einerseits mit den Schiefern, andererseits mit den eigentlichen Sandsteinbänken stehen und zwischen beiden eine Mittelbildung darstellen, lassen nicht selten auf ihren Schichtflächen feinere, knopfförmige, seltener geschlängelte, hier jedoch fast stets im Allgemeinen mehr oder weniger verwischte Hieroglyphen erkennen. Ausserdem enthalten sie ziemlich häufig feinere verkohlte Pflanzenreste. Ausscheidungen von Calcit wurden in denselben niemals beobachtet, wie sich überhaupt gerade die Kreidebildungen der südlichen Sandsteinmulde durch ihren im Allgemeinen geringen Kalkgehalt auszeichnen.

In diesen Schichten, die ich vorläufig als eine tiefere Stufe des Kreidecomplexes und der Kürze halber direct als Hieroglyphenschichten bezeichne, machen sich stellenweise auch kleinere Einlagerungen von Sphärosideriten bemerkbar.

Es treten zwar auch in dem oberen Kreidecomplexe stellenweise dünnbankigere Sandsteine, denen sich dann ganz untergeordnet auch Zwischenlagen von schiefrigen Gebilden einschalten, auf, doch überwiegen eben im oberen Kreidecomplexe massige Sandsteine und Conglomerate, im unteren dagegen dünnbankige Sandsteine und Schiefer, was bei Berücksichtigung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse die Trennung des gesammten Kreidecomplexes in eine obere und untere Stufe als begründet erscheinen lässt.

Wir werden auch von nun an stets bei der obigen Zweitheilung der Kreideformation verbleiben und kurzweg den Hangendcomplex derselben als „obere Stufe", „obere Kreidestufe" u. s. w., den Liegendcomplex aber als „untere Stufe", „untere Kreidestufe" bezeichnen, womit jedoch keine nähere Horizontirung gemeint werden soll. Diese Eintheilung basirt eben nur auf einer Trennung der Hieroglyphen-, resp. noch liegenderen Schichten von dem hangenden Sandstein-Conglomeratcomplexe, somit lediglich auf petrographischen Momenten bei Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse. Dieselbe ist aber die zweckmässigste, weil sie von selbst in die Augen fällt und weil sie andererseits, was noch viel wichtiger erscheint, sowohl in der Kreideformation der südlichen Sandsteinmulde und der Zone der Transgressionen, als auch in der fossilleeren Kreideformation der nördlichen Sandsteinzone überall mit gleicher Consequenz durchgeführt werden kann. Eine nähere Horizontirung dieser Stufen werden wir aber erst später bei Gelegenheit, wo sich nämlich Petrefacten vorfinden werden, versuchen.

Folgt man nun der Strasse längs dem Borsia-Flusse thalabwärts, so erreicht man kurz oberhalb von Gura Funtini, im Hangenden der nach SW. einfallenden Sandstein-Conglomeratbänke der oberen Kreidestufe, eine ziemlich schmale Zone von untereocenen Bildungen, die sich den ersteren concordant anlagern. Dieselben bestehen zu unterst aus dunklen sandigen Kalksteinen mit weissen Calcitausscheidungen, auf welche dann lichter gefärbte Nummulitenkalkbänke, hierauf wieder sandige Kalksteine folgen.

Auf die untereocene Kalkzone folgen thalabwärts gleich wieder Bildungen von ausgesprochen karpathischem Typus, und zwar zuerst eine mehrere Zehntelmeter an Mächtigkeit betragende Zone von relativ weichen, grauen, mergligthonigen Schiefern, die in zum Theil verbogener Schichtstellung steil nach SW. einfallen. Den Schiefern schalten sich untergeordneter dünne Bänkchen von plattigen und etwas krummschaligen, graubläulichen, kalkhältigen Sandsteinen, mit weissen Calcitausscheidungen in Klüftchen und vielem feinen Glimmer auf den Trennungsflächen, auf denen man auch nicht selten verkohlte Pflanzenreste beobachtet, ein.

Die letzterwähnte Sandsteinvarietät, die wir in einer mehr oder weniger ähnlichen Ausbildung in mehreren geologischen Horizonten — nämlich von der unteren Kreide (Neocom?) in der nördlichen Sandsteinzone, bis in das Oligocen hinauf — antreffen werden, erinnert an

die Strzolka der Teschner Kreide. Es sollen auch schlechtweg die in Rede stehenden Schichten, trotz der hier sehr in den Vordergrund tretenden Entwicklung von Schieferbildungen (was sich übrigens im Streichen, wie wir alsbald sehen werden, ändert) als strzolkaartige Schichten benannt und bereits dem oberen Eocen zugerechnet werden.

Im Hangenden der strzolkaartigen Schichten erscheinen hierauf massige Sandsteine, die hier eine grosse Mächtigkeit erreichen.

Die Sandsteine sind vorwiegend mittelkörnig entwickelt, ziemlich kalkhältig und lichtgrau bis etwas schmutzig bläulich gefärbt. Kleine grünliche Körnchen, die in dem Sandsteine vorkommen, dürften von krystallinischen, ähnlich gefärbten Schiefern herrühren.

Von den cretacischen Sandsteinen unterscheiden sich diese, welche ich der Kürze halber als Birtiu-Sandsteine nach dem am rechten Borsia-Ufer gelegenen Birtiu-Berge benenne, durch eine mindere Festigkeit und grösseren Kalkgehalt. Letzteres findet auch seinen Ausdruck in den ziemlich häufigen Calcitausscheidungen in Klüften dieses Sandsteines.

Diese Sandsteine werden häufig grobkörnig, gehen auch nicht selten in feinere und minder feste Conglomerate über, doch fehlen hier grobe Conglomeratbildungen überall. Untergeordnet machen sich zwischen den Sandsteinbänken auch dünne Lagen von sandigen Schiefern und etwas strzolkaartigen Sandsteinen, mit verkohlten Pflanzenresten, bemerkbar.

Die Birtiu-Sandsteine reichen thalabwärts bis in die Gegend der Einmündung des Birtiu-Baches in Arsitia poienii.

Von dort flussabwärts bietet dann leider das Borsia-Thal längere Zeit keine Aufschlüsse. Im Streichen jedoch, und zwar in den Seitenthälern am rechten Borsia-Ufer und noch weiter gegen NW. im Cisla-Thale — welch' letzterem wir uns in Kürze zuwenden wollen — wurden im Hangenden der Birtiu-Sandsteine wieder strzolkaartige Schichten beobachtet, auf welche dann thalabwärts eine ziemlich mächtige und charakteristische Zone von dunklen Schieferbildungen folgt, die ich vorläufig mit den Smilno-Schiefern parallelisire und bereits dem unteren Oligocen zurechne. Ueber letzteren treten hierauf, weiter gegen W., massige Sandsteine auf, welche die Umgebung von Borsa einnehmen, eine bedeutende Mächtigkeit erreichen und den oberoligocenen Magóra-Sandsteinen gleichzustellen sind.

Aus der vermittelnden Stellung zwischen der untereocenen Nummulitenkalkformation von Gura Funtini und den unteroligocenen Smilno-Schiefern andererseits, folgt, dass die Birtiu-Sandsteine mit den strzolkaartigen Schichten im Liegenden und Hangenden als oberes Eocen zu betrachten wären, womit jedoch keine strenge Horizontirung gemeint werden soll. Demselben kommt hier somit zwar eine viel grössere Mächtigkeit als dem unteren Eocen zu, doch werden wir später sehen, dass ersteres im Streichen an seiner Mächtigkeit bedeutend verliert und dass dies auf Kosten der Birtiu-Sandsteine geschieht. Die Birtiu-Sandsteine sind eben als eine mehr locale Ablagerung, recte Facies des oberen Eocens zu betrachten, welches dann stets auch die grösste Mächtigkeit erreicht. Andererseits erscheint die Nummulitenformation den Bildungen des oberen Eocens, wie überhaupt der ganzen Sandsteinzone

gegenüber, von so abweichender und fremdartiger Entwicklung und nimmt dieselbe meistens eine so selbstständige Stellung ein (wie dies noch später näher besagt werden soll), dass die erwähnte Trennung des Eocens in ein unteres und oberes als in der Natur selbst begründet angesehen werden kann.

Umgebung von Borsabánya.

Die vorher erwähnten Kreidegebilde des obersten Borsia-Thales keilen gegen NW. bald aus und treten erst nordwestlich von Borsabánya in einem schmalen, die krystallinische Umrandung des Trojagaer Eruptivgebirges begleitenden Streifen auf. In diesem Kreidestreifen wurden im obersten Thaleinrisse des Ursului-Baches (NW. von Borsabánya), auf den linken Bachgehängen, im NO. von der Sattelhöhe 1049 Meter des Intre Maguri-Gebirges, Sandsteinstücke mit ziemlich gut erhaltenen Exemplaren von *Exogyra columba Lam.* vorgefunden. In dem sonst feinkörnigen, festen und sehr kalkarmen Exogyra-Sandstein erschienen hier einzelne abgerollte Quarzstücke, beiläufig von der Grösse der *Exogyra*, fest eingebacken, wie dies auch sonst noch in allen den Fällen, wo sich in demselben das erwähnte Fossil vorfand, zu beobachten war.

In der Bukowina wurden die im Cibo-Thale, im Liegenden von Nummulitenkalken auftretenden und nebst *Exogyra columba* auch noch *Ostrea vesicularis? Lam.* und *Ostrea carinata Lam.* führenden Sandsteine von Paul (l. c. pag. 323) „wohl ohne Zweifel als cenoman und als ein Aequivalent des exogyrenreichen Orlower Sandsteines“ bezeichnet — was auch für die Exogyra-Sandsteine des Ursului-Thales und annähernd auch für die ganze „obere Kreidestufe“ dieses Gebietes anzunehmen wäre.

In dem in Rede stehenden Kreidestreifen treten gröbere Sandsteine und mittelkörnige Conglomerate sehr in den Hintergrund. Letztere erreichen eine grössere Verbreitung erst am Fagetu, dessen abgerundeter und mehr flacher Rücken theils begrast, theils aber, und zwar mit Buchen, bewaldet ist, während die gegen den Riu Vaser-Fluss abfallenden Gehänge desselben dichte Fichtbestände bekleiden.

Die ziemlich glimmerreichen Sandsteine vom Fagetu sind mehr oder weniger graugrünlich gefärbt und erweisen sich auch etwas kalkhältiger, wie die bis jetzt in der Kreideformation angetroffenen.

In der nächsten Umgebung von Borsabánya selbst lehnen sich dagegen an das krystallinische Gebirge unmittelbar untereocene Bildungen an, wie man dies deutlich auf der südwestlichen Seite des in vielen Beziehungen ein lehrreiches Profil bietenden Piatra baici-Felsens sieht (vergl. Bemerkungen auf pag. 414, ausserdem v. Hauer's Bericht, l. c. pag. 434). Es folgen daselbst flussabwärts im Hangenden der ziemlich steil nach SW. einfallenden krystallinischen Schiefergesteine und allem Anscheine nach concordant über den letzteren dichte Nummulitenkalke, die zum Theil in dunkle, etwas sandige Kalksteine übergehen und im Ganzen nur eine schmale Zone zusammensetzen.

Ausser Nummuliten lieferten die Kalke noch spärliche Exemplare einer Brachiopode, die nach Herrn Vacek's freundlicher Bestimmung der *Rhynchonella aff. polymorpha Mass.* entspricht.

Es sind daher wohl ohne Zweifel diese Kalke, wie überhaupt auch die ganze Nummulitenformation (deren Mächtigkeit im Allgemeinen nur selten 10 Meter übersteigt) mit dem Brachiopodenkalke aus der nächsten Umgebung von Rona polyana zu parallelisiren, welch' letzterer erwiesenermassen dem untersten Eocen angehört. (Vergl. Paul und Tietze, Neue Studien, pag. 204 u. f.)

Im südöstlichen Streichen von der Piatra baici treten dann noch an mehreren Stellen weisslich verwitternde Nummulitenkalke zu Tage, die z. B. am Dosu Magura (1280 Meter) eine grössere Mächtigkeit erreichen und flach nach SW. einfallen, während anderswo, so z. B. auf dem das rechte Ufer des Chindri-Baches begleitenden Rücken, nur einzelne Stücke von hierhergehörigen Eocenkalken beobachtet wurden. Im Liegenden der Eocenkalke tritt in einiger Entfernung von der Piatra baici wieder ein ganz schmaler Streifen von cretacischen Sandsteinen zu Tage.

Im nordwestlichen Streichen von der Piatra baici dagegen sind in dem kleinen Seitenthälchen, das von NW. kommend, den Secului-Bach gleich oberhalb dessen Vereinigung mit der Cisla erreicht, kleine Felsen von dunklen, breccienartig zerfallenden und vorwiegend sandigen Eocenkalken zu beobachten, in denen sich Spuren von nicht näher bestimmbaren Versteinerungen, spärliche Nummuliten und ausserdem hie und da kleine Fischzähne vorfanden.

Noch weiter in diesem Streichen gegen NW. geht dann die eigentliche Facies der Nummulitenkalkformation insoferne immer mehr verloren, als dieselbe schliesslich durch feste, plattige und fossilleere Mergelschiefer (Mergelkalkschiefer) vertreten wird, während sich daselbst gleichzeitig ihr Liegendes, die cretacischen Sandsteine, wie wir es kurz vorher im Ursului-Thale sahen, als fossilführend erweisen.

So folgt z. B. in dem nordwestlich gelegenen Novetiu-Thale, gleich oberhalb der Klause in Rosiu, unmittelbar auf den Complex von Kreidesandsteinen, bachabwärts, eine mehrere Zehntelmeter mächtige Zone von plattigen Mergeln, die hier in einer sehr steilen, zum Theile auch etwas überkippten Schichtstellung nach SW. einfallen; ebenso auch in dem nördlicher gelegenen Novicioru-Thale, wo die Mergelschiefer, hier zum Theil auch roth gefärbt, flach nach WSW. einfallen und sich deutlich concordant an die Kreidesandsteine anlehnen.

Sowohl hier, wie auch an anderen Stellen sind in den Mergelschiefern nicht selten weisse Calcitadern zu beobachten.

Da im Hangenden dieser Mergelschiefer in den erwähnten Thälern bachabwärts überall echt karpathische (obereocene) Bildungen, bachaufwärts im Liegenden dagegen cretacische Sandsteine folgen, so kann man wohl mit Recht annehmen, dass erstere als ein Aequivalent der untereocenen Nummulitenformation zu betrachten sind. Es wird sich auch diese Annahme in der Folge und insbesondere bei der Betrachtung der Kreide-Eocenscholle von Ghilu in sehr augenscheinlicher Weise bestätigen. Auch wurden bereits vorher aus dem Liegenden der Nummulitenkalke, z. B. am Ciarcanu (pag. 461), schmal entwickelte Zonen von ganz ähnlichen Mergelschiefern angeführt.

Vorläufig sei hier noch erwähnt, dass die Kalkbänke der typisch entwickelten Nummulitenformation meist eine auffallende Tendenz,

eine ganz schwebende Lage einzunehmen, zeigen, und sich sozusagen dem allgemeinen Schichtverbande der Sandsteincomplexe zu entziehen trachten, und dass umgekehrt dort, wo letzteres eintritt, das Untereocen in den meisten Fällen eine von der typischen Nummulitenformation mehr oder weniger abweichende Facies, wie zum Beispiel in den oben genannten Thälern, annimmt.

Wir kehren noch nach Borsabánya zurück, um den Durchschnitt im Cisla-Thale, von dem Piatra baici-Felsen flussabwärts, fortzusetzen.

Cisla-Thal flussabwärts bis Borsa.

Auf die Rhynchonella führenden Nummulitenkalke der Piatra baici folgt unmittelbar weiter thalabwärts eine nur wenige Decimeter mächtige Zone von massigen, ziemlich kalkhältigen grauen Sandsteinen mit nicht seltenen feineren Calcitausfüllungen in Sprüngen und Klüften. Dieselben sind nur in Blöcken zu finden, zwischen welchen man auch Stücke von plattigen bis schiefrigen Sandsteinen, mit feineren verkohlten Planzenresten, antrifft.

Diese Sandsteine unterscheiden sich von den cretacischen durch ihren grösseren Kalkgehalt, von den Birtiu-Sandsteinen aber vor Allem durch ihre grössere Festigkeit. Ihrer Lagerung nach entsprechen sie den strzolkaartigen Schichten von Gura Funtini im Borsia-Thale.

Auf letztere Sandsteine lehnen sich dann flussabwärts ziemlich mürbe, lichtgrau bis schwach grünlichgelb gefärbte Mergelschiefer, mit spärlichen Glimmerblättchen, an. Die Schiefer sind hier nur schmal entwickelt, erreichen jedoch im Streichen am rechten Cisla-Ufer eine grössere Mächtigkeit, woselbst sie den niedrigen und zungenförmig in den Zusammenflusswinkel des Secului mit der Cisla hineinragenden, terrassenartig abrasirten Rücken fast ausschliesslich zusammensetzen.

Im Hangenden der Mergelschiefer, die mit den untereocenen plattigeren und festeren Mergelkalken (Mergelschiefer) nicht verwechselt werden dürfen, folgen, überall nur im Schutte zu finden, vorwiegend feinkörnige bis fast dichte kalkreiche und häufig plattig entwickelte Sandsteine, die vielen feinen Glimmer führen und meist von zahlreichen, mitunter groben und unregelmässigen, weiss gefärbten Calcitadern durchzogen werden. Diese Sandsteine zeigen auch eine Neigung zur Krummschaligkeit, sind auf den Verwitterungsflächen oft wie unregelmässig zersprungen und hie und da mit Protuberanzen versehen, welch' letztere jedoch noch keinen Anspruch auf eigentliche Hieroglyphen haben können. Sie stehen in Verbindung mit sandigen, hauptsächlich jedoch mit thonigen oder mergligen, im letzteren Falle dann häufig roth gefärbten Schiefern, andererseits auch mit massigen Sandsteinen, welch letztere jedoch, nach vielen Einzelnbeobachtungen zu schliessen, hier überall nur mehr eine untergeordnete Rolle spielen.

Diese Bildungen nehmen im Streichen fast den ganzen Gruiu Rotunda-Rücken ein und beherrschen andererseits den unteren Lauf des gleich westlich vom Vrf Prislopu am rechten Cisla-Ufer einmündenden Baches. Im letzteren Thale erscheinen die dickschichtigeren, glimmerreichen Sandsteine dieses Complexes zum Theil auch licht grünlich, die Mergelschiefer aber fast stets roth gefärbt.

Im letztgenannten Seitenthale werden die Eocenschichten vielfach von Hornblende-Andesiten durchbrochen, wobei man jedoch bei den höchst mangelhaften Aufschlüssen die Durchbruchstellen nirgends direct beobachten kann.

Während daher im Borsia-Thale, wie wir dies vorher sahen, in dieser Zone die massigen Birtiu-Sandsteine sehr in den Vordergrund treten, gewinnen bereits hier, im Cisla-Thale, die strzolkaartigen Schichten entschieden schon die Oberhand, was in der nordwestlich von hier gelegenen Gegend und besonders im Novicioru-Thale noch mehr der Fall sein wird.

Flussabwärts folgt hierauf eine ziemlich mächtige Zone von unter-oligocenen Schieferbildungen, die von dem südöstlichsten Zuge der Andesite durchbrochen werden (Taf. VII, Fig. 1).

Die Schiefer sind dunkelbraun gefärbt und zeigen häufig weisslich-gelbe bis gelbbräunliche Verwitterungsbeschläge. Sie erscheinen in hangenderen Lagen dünner geschichtet, mitunter auch ganz dünnblätterig, gehen jedoch theilweise auch in gröber schiefernde, dunkel- bis licht-graue Mergel mit meist muscheligen Bruchflächen über.

Diese Schiefer, welche eine Reihe von kleineren Aufschlüssen, insbesondere in den zu beiden Seiten des Cisla-Thales sich hinaufziehenden Seitenthälern, bieten und im Allgemeinen nach SW. verflächen, wechseln mit Bänken von grauen, festen und meist fast dichten, kalkreichen Sandsteinen, die vielen Glimmer auf den Schichtflächen führen, ab. Durch ein allmäliges Verkieseln gehen jedoch letztere nicht selten in dichte Kieselsandsteine mit glasigen Bruchflächen über; die, ähnlich wie auch die ersterwähnten Kalksandsteine, in kantige Stücke zerfallen. Eine Mittelbildung zwischen diesen beiden Extremen stellen kieselig-sandige, in prismatische Stücke zerfallende und wie gebänderte Sandsteine vor. Nur untergeordnet wurden in dem Schiefercomplexe auch Lagen von massigeren glimmerhältigen Sandsteinen beobachtet.

Zu erwähnen wäre noch, dass die kalkhältigen Sandsteine dieses Schiefercomplexes meist von geraden weissen Calcitadern durchzogen werden und auf den Verwitterungsflächen nicht selten feinere, gerade Sprünge und ausserdem gröbere hieroglyphenartige Protuberanzen zeigen, so dass dieselben ebenfalls als s t r z o l k a a r t i g in dem vorher angegebenen Sinne zu bezeichnen wären.

Constant, wenn auch nur in einer geringeren Mächtigkeit, lagern sich noch dem Schiefercomplexe in hangenderen Horizonten harte, breccienartige und gelblich verwitternde Kieselkalke in bis mehrere Fuss dicken Linsen und ausserdem häufig Hornsteine ein. Die Kiesel-kalke wittern in den Thaleinrissen häufig in grossen und abgerundeten Blöcken heraus, was wohl der zerstörenden Thätigkeit der Bachgewässer, respective der grösseren Widerstandsfähigkeit der Kieselkalke zuzu-schreiben ist. Diese gelblichen Kieselkalkblöcke verleihen auch den Bacheinrissen des Schieferterrains ein charakteristisches Aussehen und gestaltet sich in dieser Beziehung insbesondere interessant ein Besuch des von In Dealu (O. von Borsa) nach SO. abfliessenden Nebenbaches des Borsia-Flusses.

Dunkelbraun gefärbte Hornsteine wurden an vielen Stellen in den erwähnten Nebenthälern des Cisla- und Borsia-Flusses, stets jedoch nur

in lose herumliegenden Stücken, beobachtet. Dieselben scheinen in nächster Verbindung mit den gelben Kieselkalken zu stehen. Selten nur erscheinen die Hornsteine auch licht bis weissgelblich gefärbt. Letztere Varietät beobachtete ich z. B. auf dem Rücken zwischen In Dealu und D. intre Riure.

Der beschriebene Schiefercomplex, den man leider nirgends in einem grösseren und übersichtlichen Aufschlusse beobachten kann, um das gegenseitige Verhältniss und die Uebereinanderfolge der einzelnen Gesteinsglieder näher kennen zu lernen, nimmt, wie erwähnt, im Streichen die Seitenthäler der Cisla, und zwar jenes des Intre Maguri-Baches und andererseits des Rei-Baches ein.

In seiner Gesammtausbildung entspricht derselbe den bekannten unteroligocenen Smilno- oder Menilitschiefer-Ablagerungen, mit welchen ich denselben auch ohne weiters parallelisire.

Die Zurechnung dieses Schiefercomplexes zum unteren Oligocen gewinnt auch noch aus dem Grunde umsomehr an Wahrscheinlichkeit, als in dessen Hangenden flussabwärts im Cisla-Thale wieder massige Sandsteine folgen, die als ein Aequivalent der oberoligocenen Magóra-Sandsteine zu betrachten sind.

Umgebung von Borsa.

Die oberoligocenen Sandsteine setzen im Cisla-Thale die südöstlichen Ausläufer des Obcina-Zuges und den westlichen Theil des am linken Cisla-Ufer gelegenen D. intre Riure-Rückens zusammen und fallen flach nach SW. ein. Weiter gegen SW., im Dorfe Borsa, treten die Sandsteine auch auf das linke Borsia-Ufer hinüber, wo sie eine entgegengesetzte Neigung annehmen, so dass hier das Borsia-Thal einer wirklichen Synklinale entspricht (vergl. Taf. VII, Fig. 1). Vom Dorfe Borsa flussabwärts gegen W. nehmen jedoch die Sandsteinbänke allmälig ein anormales Einfallen, nämlich nach NW., dann nach SO. an. Sie begleiten das rechte Ufer des Borsia-Vissó-Flusses bis in die Nähe von Felső-Vissó.

Diese Sandsteine, welche der leichteren Uebersicht halber Borsa-Sandsteine, nach dem Dorfe Borsa, genannt werden sollen, sind vorwiegend dickbankig und erreichen ihre Bänke stellenweise 1 Meter und darüber an Mächtigkeit. Frisch sind sie stets licht graubläulich gefärbt, verwittern aber gewöhnlich licht gelbbräunlich. Sie sind fein- bis mittelkörnig, ziemlich mürbe und führen zerstreute Glimmerblättchen. Ihren nicht unbedeutenden Gehalt an Kalkbindemittel beweisen die ziemlich häufig anzutreffenden Ausfüllungen von Klüften mit Kalkspath, der sich hie und da auch in schönen Krystallaggregaten ausscheidet.

Die Sandsteinbänke werden meistens durch ganz schmale Zwischenlagen von sonst ganz ähnlich entwickelten sandigen Schiefern getrennt, die sich besonders durch den bei ihnen häufig zu beobachtenden Reichthum an meist gröberen verkohlten Pflanzenresten auszeichnen, welch letztere eben in den massigeren Sandsteinen nur ganz untergeordnet vorkommen. Die sandigen Schiefer sind ziemlich häufig von krummen Flächen begrenzt und erinnern dann der Form nach etwa an Stücke zerschlagener grosser, d. i. schwach gewölbter Töpfe. Aber auch auf den Begrenzungsflächen der massigen Sandsteinblöcke beobachtet man hie und da ähnliche Concavitäten, respective Convexitäten.

In dem mächtigen Complexe der Borsa-Sandsteine wurden nirgends gröbere Sandsteine oder Conglomerate bemerkt. Dieser Umstand lässt bei Berücksichtigung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse leicht die Borsa-Sandsteine von den ähnlichen obereocenen Birtiu-Sandsteinen unterscheiden.

Den ganzen Complex der Borsa-Sandsteine scheint constant eine nur wenige Meter mächtige Zone von lichtgrauen und flachmuschlig bis grifflig zerfallenden, weichen thonigen Schiefern, in denen sich auch ganz dünne Bänkchen von Thoneisensteinen bemerkbar machen, in zwei Unterabtheilungen zu trennen, von welchen die obere eine grössere Mächtigkeit erreicht als die untere. Diese Schieferzone wurde z. B. am südlichen Fusse des D. Fagu, am nordöstlichen Fusse des Sihorca-Rückens (beide Stellen in der nächsten Umgebung von Borsa) und ausserdem noch an einigen anderen Stellen beobachtet. Da dieselbe jedoch nur eine geringe Mächtigkeit erreicht und im Ganzen genommen doch nur auf wenigen Stellen im Gebiete aufgeschlossen erscheint, so konnte eine noch weitere Trennung der oberoligocenen Sandsteine nicht leicht durchgeführt werden, weshalb auch von einer solchen Trennung bei der Einzeichnung auf der Karte Abstand genommen wurde.

Wie nebenbei erwähnt werden soll, wurden weder in dieser Zone, noch in jener der unteroligocenen Schiefer, wie auch überhaupt in allen Ablagerungen vom Obereocen hinauf, irgendwo Versteinerungen vorgefunden. Die Schichten erwiesen sich stets als ganz fossilleer.

Thäler der Bäche Pietrosu, Hotarului und Dragusiu.

Wendet man sich von Borsa nach S. und folgt man dem Pietrosu-Bache thalaufwärts, so erreicht man im genannten Thale nach einiger Zeit im Liegenden der Borsa-Sandsteine, welche am D. Brustur deutlich nach NO. einfallen, wieder die unteroligocene Schieferzone, die dann das Hauptthal des Pietrosu-Baches hinauf, bis fast an den krystallinischen Rand der Rodnaer Alpen, beherrscht (Taf. VII, Fig. 1).

Die Schiefer sind anfangs im Thale mit den kalkreichen, strzolkaartigen, hier z. Th. auch ausgesprochen plattig entwickelten Sandsteinen vergesellschaftet. Bald hierauf machen sich auch einzelne Blöcke der gelblichen, breccienartigen Kieselkalke bemerkbar, während man dann höher bachaufwärts in der Schieferzone überall Stücke von kieseligen Sandsteinen und Kieselsandsteinen beobachtet. Hornsteine wurden dagegen weder hier, noch sonst wo im Bereiche der Schieferzone am Nordfusse des Pietrosu angetroffen.

Aus dem Pietrosu-Thale streicht die unteroligocene Schieferzone über Secatura nach NW. auf den Sihorca-Rücken hinüber. Auf diesem (bei 874 Meter) bemerkte ich auch Stücke von den charakteristischen gelblichen Kieselkalken.

Noch weiter in diesem Streichen gegen NW. verliert die Schieferzone allmälig ihre charakteristische Ausbildung und bemerkt man schliesslich im V. Hotarului in dieser Zone nur einen Wechsel von Schiefern mit strzolkaartigen Sandsteinen, wie man ähnliche Bildungen sonst nur im oberen Eocen, und zwar umso eher vermuthen würde, als hier die dunklen Schiefer, Kieselsandsteine, Hornsteine u. s. w. gänzlich fehlen.

Wie wir jedoch später noch wiederholt sehen werden, unterliegt die unteroligocene Schieferzone nicht nur quer auf das Streichen, sondern auch im Streichen selbst, — ähnlich wie eben auch in diesem Falle — mitunter wesentlichen Faciesänderungen. Nachdem nun hier andererseits im Hangenden dieser Schieferzone thalabwärts typische Borsa-Sandsteine, thalaufwärts im Liegenden dagegen obereocene Birtiu-Sandsteine folgen, so spricht Alles dafür, dass dieselbe als eine directe Fortsetzung der im Pietrosu-Thale typisch entwickelten unteroligocenen Schieferzone zu betrachten ist.

Wir haben übrigens auch schon vorher im Bereiche von typischen Smilno-Schiefern strzolkaartige Sandsteine angetroffen, die in vielen Beziehungen an die betreffenden Bildungen aus den strzolkaartigen Schichten des Eocens, und zwar sowohl aus dessen liegenderen, wie auch dessen hangenderen und unmittelbar die Smilno-Schieferzone unterteufenden Lagen erinnern.[1]) Ob jedoch hier, wie auch in anderen ähnlichen Fällen, blos nur eine ausgesprochene Faciesänderung der Smilno-Schieferzone, oder nicht auch eine Verschmelzung derselben mit den hangendsten Schichten des Eocens anzunehmen ist, ist schwer zu entscheiden. Immerhin wäre eine Unterscheidung der unteroligocenen Schieferzone, wo sie nämlich die obenerwähnte Facies annimmt, von den Eocenschichten, an und für sich betrachtet (falls die allgemeinen Lagerungsverhältnisse keine Behelfe an die Hand geben würden) kaum sicher zu treffen.

Für eine Annahme dagegen, dass in dem in Rede stehenden Falle, im V. Hotarului, die erwähnten Schichten noch dem Eocen angehören und die Smilno-Schieferzone hier gar nicht entwickelt sei, resp. nicht zum Vorschein komme, liegen keine Anhaltspunkte vor.

Im Liegenden der unteroligocenen Schichten treten bachaufwärts im V. Hotarului, wie schon bemerkt, massige Birtiu-Sandsteine auf, die hier, wie gewöhnlich, eine bedeutende Mächtigkeit erreichen und häufig in grobkörnige Sandsteine und feinere Conglomerate übergehen.

Dieselben verflächen anfangs nach NO., dann, gegen die krystallinische Masse des Pietrosu zu, nach SW., stossen somit von letzterer gänzlich discordant ab, wie man dies annähernd deutlich in dem westlicher gelegenen V. Dragusiu sehen kann.

Im letztgenannten Thale bemerkt man in der Nähe der krystallinischen Masse, am linken Ufer des Dragusiu-Baches und beiläufig im Liegenden der Antiklinalenaxe der Sandsteinschichten am rechten Ufergehänge, schwach aufgeschlossene Mergelschiefer, die dem Horizonte jener von Piatra baici (pag. 467) entsprechen dürften. Es ist jedoch auch möglich, dass dieselben bereits dem Horizonte der untereocenen Mergel (Novetiu-Thal u. s. w.) angehören.

[1]) Es werden hier die kalkreichen Sandsteine gemeint, die sich von den ähnlichen des Obereocens höchstens nur durch ihre Neigung, in grössere und mehr kantige Stücke zu zerfallen, dann durch ihre meist geraden Calcitadern unterscheiden, während letztere in den strzolkaartigen Eocensandsteinen meist dicker sind und unregelmässig verlaufen. Es zerfallen jedoch die kalkreichen Sandsteine der Smilno-Schieferzone stellenweise z. Th. auch in ausgesprochen plattige Stücke, wie wir dies z. B. kurz vorher im Pietrosu-Thale gesehen haben (pag. 470).

Es kommen hier somit wieder tiefere Eocenschichten zum Vorschein. Diese Annahme halte ich für umso wahrscheinlicher, als ich in der westlich von hier gelegenen Umgebung von Manastirea, von der Strasse bei Moisciu aus gesehen, eine ganze Reihe von charakteristischen Nummulitenkalkfelsen beobachtete, die, wenn man sie einmal in ihrer typischen Entwicklung kennen gelernt hat (insbesondere nach den Erfahrungen am Ciarcanu), sofort auch von Weitem wiedererkannt werden können. Auf dieselben dürfte sich auch das Citat in v. Hauer's Geologie von Siebenbürgen (pag. 330) beziehen, dass nämlich in der Umgebung von Moisciu Nummulitenkalke vorkommen, indem in der Gegend nördlich von Moisciu (am rechten Vissó-Ufer) diese Bildungen gewiss nicht auftreten.

Nach v. Hauer finden auch bei Romuli in Siebenbürgen, somit nicht weit von hier südwestlich, Nummulitenkalke ihre Verbreitung. Auch wird das gleich im W. von hier gelegene Iza-Thal, nach älteren Aufnahmen Hoffmann's, von eocenen Ablagerungen eingenommen. Wenigstens fand ich diese Bemerkung in A. Gesell's Aufsatz: Geologie der Marmaros (l. c.), konnte jedoch nirgends eine sich darauf beziehende Arbeit oder Karte auffinden.

Es unterliegt jedoch kaum einem Zweifel, dass gegen die Grenze von Siebenbürgen zu wieder ältere, d. i. eocene und wohl auch cretacische Ablagerungen zum Vorschein kommen. So erwähnt auch v. Alth (l. c. pag. 8) bei Gelegenheit seiner Besteigung des Pietrosu von Seite des Dragusiu-Thales Folgendes:

„Nahe den Quellen des Styrpi hört erst der Glimmerschiefer auf, über ihn sieht man meist ausgezeichneten korallenführenden Jurakalk, auf demselben grauen Nummulitenkalk und erst höher auf der Lehne tritt Sandstein auf, welcher die ganze Batrina und einen grossen Theil des Rückens, welcher dieselbe mit Pietrosu verbindet, zusammensetzt, worauf man wieder in Glimmerschiefer kommt."

Im weiteren Verfolge des Dragusiu-Baches thalabwärts bieten dann die tieferen Thalgehänge, welche von Schotterterrassen eingenommen werden, keine Aufschlüsse — ähnlich wie auch das auf der entgegengesetzten Seite gelegene, den östlichen Flügel des Pietrosu berührende Vale Repede (dessen Thalbett grosse Massen von krystallinischen Geschieben verlegen und dessen Gehänge im Bereiche der jüngeren Ablagerungen ganz flach und mit Vegetation bedeckt sind) so gut wie gar keine Schichtentblössungen zeigt. Erst im Hauptthale des Vissó, von der Dragusiu-Mündung flussabwärts, bilden Borsa-Sandsteine stellenweise, so bei Moisciu und tiefer unten, Aufschlüsse. Sie verflächen auf dieser ganzen Strecke, wie schon früher erwähnt, anormal.

Bevor wir dem Vissó weiter flussabwärts folgen, um uns dann dem Ruszpolyanaer Becken zuzuwenden, sollen noch früher einige allgemeine Bemerkungen über den landschaftlichen Charakter der Borsa-Gegend angeführt und hierauf die nördlich vom Borsa-Dorfe gelegenen Thäler der Novetiu- und Novicioru-Bäche beschrieben und damit die Beschreibung des Borsa-Beckens geschlossen werden.

Während in der Gegend von Borsa Smilno-Schiefer hauptsächlich die Thaleinrisse (Seitenthäler der Borsa- und Cisla-Flüsse) beherrschen

und einen fruchtbaren Boden liefern, was in den üppigen und blumenreichen Wiesen, welche diese Thäler bekleiden, seinen Ausdruck findet, nimmt der Borsa-Sandstein eine orographisch dominirende Lage ein, indem er alle die Höhenrücken, welche sich im S., N. und NW. von Borsa erheben, zusammensetzt. Auf exponirteren Stellen verwittert der Borsa-Sandstein sehr schnell und erscheinen hier überall die stark gelichteten Gehänge mit einem gelblichen, unfruchtbaren Lehme bedeckt. In höheren Lagen bildet er nirgends felsige Gehänge, auch nicht einmal gröbere Schuttmassen und weicht der Borsa-Sandstein in dieser Beziehung von dem typischen zur Felsbildung neigenden Magóra-Sandsteine nicht unwesentlich ab.

Thäler des Novetiu und des Novicioru.

In dem vorher erwähnten Novetiu-Thale folgen auf die untereocenen Mergelkalke (pag. 466), gleich unterhalb der Klause in Rosiu, zuerst rothe und grüne Mergel, hierauf längere Zeit vorwiegend plattige, graubläuliche und grünliche Sandsteine mit vielen, z. Th. dicken Calcitadern und hie und da mit unregelmässigen Sprüngen auf den Verwitterungsflächen; untergeordneter auch massiger geschichtete Sandsteine — mit einem Worte typische obereocene Bildungen, die hier jedoch fast nirgends im Schichtverbande anstehen. Es bieten nämlich von der Rosiu-Klause bis zur Ursului-Mündung die flachen, zur Regenzeit entsetzlich aufgeweichten Ufergehänge fast keine Aufschlüsse.

Im Hangenden dieser Bildungen treten an der Mündung des Ursului-Baches Smilno-Schiefer im Schichtverbande auf. Die Schichten sind schwach wellenförmig verbogen, z. Th. geknickt und fallen im Allgemeinen nach W. ein. Die dunkelbraunen, mergligen, mit weissgelblichen bis gelblichbraunen Verwitterungsbeschlägen versehenen Schiefer erscheinen hier meist etwas gröber geschichtet und zeigen z. Th. muschlige Bruchflächen. Sie wechseln mit bis zwei Fuss dicken Bänken von harten, etwas kieseligen, dunkelbraunen Mergelkalken ab, die etwas breccienartig zerfallen. Kieselige Sandsteine und Hornsteine treten hier aber nirgends mehr auf, obwohl wir uns da genau im Streichen der im Intre Maguri-Thale typisch entwickelten unteroligocenen Schieferzone befinden.

Auf die Schieferzone folgen thalabwärts die massigen lichtbläulichen Borsa-Sandsteine, die auf vielen Stellen im Bachbette aufgeschlossen sind und flach, vorwiegend nach SW., einfallen. Sie engen stellenweise das Bachbett ein und verursachen Stromschnellen. Unterhalb der Einmündung des Plesinu-Baches beobachtet man in dem Sandsteincomplexe auch eine schmale Trennungszone von lichtgrauen Schiefern, die wohl mit jenen von D. Fagu u. s. w. (Borsa) zu identificiren sind.

Eine kurze Strecke oberhalb der Einmündung des Grebinului-Baches tritt wieder das Liegende der Borsa-Sandsteine, nämlich die Smilno-Schieferzone, auf. Man bemerkt hier stellenweise kleine Aufschlüsse von dunklen, dünnblättrigen Schiefern und ausserdem anfangs in dem dichtbewaldeten Terrain hie und da auch lose herumliegende Stückchen von typischen Hornsteinen.

An der Grebinului-Mündung kommen dann strzolkaartige Schichten zum Vorschein, die ich bereits dem oberen Eocen zurechne und die

bis zum krystallinischen Rande das Thal beherrschen. Diese Schichten sind ziemlich stark verbogen, verflächen jedoch im Allgemeinen nach SOS. bis O.

In dem nördlicher gelegenen Novicioru-Thale nehmen den mittleren Theil desselben, mit Ausnahme des früher beschriebenen schmalen Kreide- und Untereocenstreifens, sonst ausschliesslich die obereocenen Bildungen ein, die sich daselbst überall nur in einem sehr geringen Gesteinsmateriale verrathen, was eben für das typisch entwickelte Obereocen charakteristisch ist, indem dasselbe zur Bildung eines flach undulirten und beinahe aufschlusslosen Terrains hinneigt. Smilno-Schiefer wurden hier nirgends mehr, auch nicht in Spuren beobachtet.

Manches Interessante bietet das Novicioru-Thal in landschaftlicher Beziehung. Das flachhügelige, nasse Eocen-Terrain wird hier von steilen Gehängen hoch ansteigender Gebirgsmassen umsäumt. Beim Verlassen der Eocen-Landschaft wendet sich der in ihrem Bereiche langsam fliessende und von Erlenbeständen beschattete Novicioru-Bach plötzlich unter einem fast rechten Winkel nach Norden und durchbricht in einer felsigen, alpinen Schlucht die harten Gneissmassen des Greben-Novicioru-Zuges. Man kann sich kaum einen grösseren Terrain-Contrast denken als den, welchen die Gegend am mittleren Novicioru mit jener im W. und O. gelegenen darstellt.

Wie schon erwähnt, erreichen Smilno-Schiefer nicht das Novicioru-Thal. Ihrer Spur folgend sieht man, dass dieselben aus dem Novetiu-Thale, bei der Einmündung des Grebinului-Baches, nach SO. streichen und das Vissó-Thal, kurz oberhalb von Felső-Vissó, erreichen. Von da ziehen sie auf das linke Vissó-Ufer (südlich von Felső-Vissó) hinüber, um dann, einen grossen Bogen beschreibend, zwischen Közep- und Alsó-Vissó wieder auf das rechte Ufer des Vissó-Flusses zu treten.

Wir sehen somit, dass sich die Schieferzone in ihrem Verlaufe hier überall — ähnlich so auch im Ruszpolyanaer Becken — auf eine auffallend regelmässige Art dem Rande des krystallinischen Gebirges anpasst, wie dies auch für die Borsa-Sandsteine und zum grossen Theile auch für die obereocenen Schichten zutrifft. Aeltere, d. i. untereocene und cretacische Ablagerungen dagegen erscheinen mehr einseitig längs dem Rande der beiden grossen krystallinischen Buchten vertheilt. (Siehe auch Karte, Taf. VI.)

Umgebung von Felső-Vissó: Westgehänge des Prihodiel, unterster Lauf des Riu Vaser, von F. Vissó thalabwärts.

Im Liegenden der Smilno-Schiefer folgen an der vorher erwähnten Stelle, auf der rechten Thalseite des Vissó-Flusses — am Wege zu dem freundlichen Städtchen Felső-Vissó — in einem höchst mangelhaft aufgeschlossenen Terrain zuerst mürbe, stark verwitterte, massige Sandsteine, die ich mit den Birtiu-Sandsteinen parallelisire und welche wir bald in der nordwestlichen Streichfortsetzung, in dem Scerisiora-Zuge, in viel mächtigerer Entwicklung antreffen werden.

Weiter gegen Felső-Vissó machen sich auf der genannten Thalseite Schieferbildungen mit Bänkchen von festen, z. Th. kieseligen Sandsteinen bemerkbar, hierauf treten wieder die früheren massigeren Sandsteine auf, in deren Liegendem in einem kleinen, vom Prihodiel

kommenden Thaleinrisse aufgeschlossen, strzolkaartige Schichten, wie sie für das obere Eocen typisch sind, folgen.

Das Auftreten der erwähnten Schiefer mit kieseligen Sandsteinen ist für das Eocen jedenfalls befremdend und dürften dieselben auch wahrscheinlich einer kleinen Mulde von unteroligocenen Schieferbildungen entsprechen, wie wir auch solche Mulden in Kürze, in der Gegend nördlich von Felső-Vissó, im Haugenden von Eocensandsteinen beobachten werden. Es wurden hier jedoch diese, immerhin zweifelhaften Bildungen vorläufig noch beim Eocen belassen.

Im Liegenden der obereocenen strzolkaartigen Schichten treten hierauf auf dem weiteren Wege nach N. grau bis gelbbräunlich gefärbte, dichte und feste Mergelkalkschiefer, die z. Th. massiger entwickelt sind und an Ruinenmarmor erinnern, dann ähnliche graue feinglimmerige, mehr weniger plattige Mergelschiefer und hierauf im Liegendsten grobe Sandsteine und Conglomerate auf. Letztere lehnen sich im Riu-Thale schon an das krystallinische Gebirge an.

Die Mergelschiefer (und Mergelkalkschiefer), welche im Streichen gegen NW. an einigen Stellen, so im Flussbette des Riu Vaser, kurz oberhalb dessen Einmündung in den Vissó-Fluss, dann weiter im Vale Vinului u. s. w. aufgeschlossen sind und überall ganz flach nach SW. einfallen, sind als Vertreter der Nummulitenformation und als den untereocenen Mergeln aus dem Novetiu-, Noviciora-Thale u. s. w. entsprechend zu betrachten. Sie scheinen hie und da auch Reste von nicht näher bestimmbaren Versteinerungen zu enthalten. Stellenweise erscheinen sie auch etwas sandiger und mürber entwickelt, weshalb sie dann an die obereocenen Mergel, z. B. von der Piatra baici, erinnern, mit diesen indess nicht zu verwechseln sind. Die bräunlichen, z. Th. an Ruinenmarmor erinnernden Mergelkalke sind ebenfalls nur als eine locale Faciesbildung der untereocenen Schiefer zu betrachten und werden wir dieselben bald noch an anderen Stellen, in Verbindung mit den gewöhnlichen Mergelvarietäten, antreffen.

Der Umstand, dass im Liegenden der in Rede stehenden Mergelbildungen, im Riu Vaser-Thale flussaufwärts grobe Sandsteine und Conglomerate folgen, die petrographisch ganz den oberen Kreideablagerungen (wie wir dies gleich sehen werden) entsprechen, sowie, dass in der Gegend östlich von Ruszpolyana, in dem schmalen unmittelbar an das krystallinische Gebirge sich anlehnenden Sandsteinstreifen (in dessen unmittelbarem Hangend auch ähnliche Mergelbildungen auftreten), an einer Stelle obercretacische Fossilien vorgefunden wurden — spricht ebenfalls für das untereocene Alter dieser Mergel.

Es treten somit in der Umgebung von Felső-Vissó wieder ältere, u. z. untereocene und cretacische Ablagerungen auf, die von hier in einem schmalen Streifen den Rand des krystallinischen Gebirges bis in das Ruszpolyanaer Becken hinein begleiten.

Die erwähnten Liegend-Sandsteine und Conglomerate des Riu-Thales bieten eine kurze Strecke oberhalb von Felső-Vissó, insbesondere auf der rechten Thalseite, einige grössere Aufschlüsse. Sie erscheinen daselbst in mächtigen, felsige Abhänge bildenden Bänken und verflächen ziemlich sanft nach SW. Man sieht hier stellenweise sehr grobe Conglomeratlagen, die aus denselben Bestandtheilen zusammengesetzt sind,

wie jene im obersten Borsia-Thale (pag. 461). Unter den Conglomeratgeschieben, die hie und da eine Länge von 2 Fuss und darüber erreichen, beobachtete ich auch Rollstücke von Gneissen, die direct den höher im Riu-Thale anstehenden und in einem früheren Abschnitte beschriebenen Greben-Gneissen entsprechen — sowie auch die Einschlüsse von weissen, schön krystallinischen Kalken, die man in diesen Conglomeraten antrifft, von der gleich höher thalaufwärts anstehenden V. Pesti-Kalkzone herrühren dürften. Da ausserdem die groben Conglomeratlagen mit solchen von grobkörnigen Sandsteinen und feinkörnigeren Conglomeraten, und zwar mitunter mehrere Male in einer und derselben Bank abwechseln, wobei die Lagen parallel mit einander verlaufen (was ganz den Eindruck macht, als wären dieselben in einem bewegten, fliessenden Wasser zur Ablagerung gelangt), so drängt sich unwillkürlich die Vorstellung auf, dass dieselben den Flussgeschieben des Riu-Vaser ihren Ursprung verdanken und dass bereits zur Zeit ihrer Ablagerung das Riu-Thal annähernd in seiner heutigen Form bestand und beiläufig hier in ein jüngeres Kreidemeer mündete.

Es erinnert dies an ähnliche Verhältnisse, z. B. in den Eocenschichten am Fusse des Himalaja in Ost-Indien.

Zu betonen wäre hier noch die Thatsache, dass sich sonst nur in wenigen Fällen die krystallinischen Geschiebe der Kreideconglomerate auf die im Gebiete anstehenden krystallinischen Gesteinsarten zurückführen liessen und dass sich ein ähnlicher Zusammenhang, wie der oben angegebene, nur seltener (speciell so auch bei den mitunter groben Conglomeraten der nordöstlicher gelegenen Kreidezonen) feststellen liess. Dasselbe dürfte auch mit Bezug auf die jüngeren, eocenen Conglomerate, die jedoch nirgends in einem zur genaueren Unterscheidung entsprechend groben Korne erscheinen, seine Geltung haben. Es ist daher wahrscheinlich, dass sich die Conglomeratbildungen vorwiegend aus entfernteren Gegenden ihr Material holten oder dasselbe vielleicht eher Gesteinsmassen entnahmen, die heute nicht mehr im Gebiete anstehend zu finden sind.

Auffallenderweise wurden auch weder in den Conglomeraten des Riu-Thales, noch überhaupt irgendwo in den Conglomeraten der Kreide- und Eocenzeit Einschlüsse von Eruptivgesteinen und speciell auch nicht solche der jüngeren Andesite des Trojaga-Zuges vorgefunden, während letztere (Andesite) gleich tiefer unten bei Felső-Vissó an dem Aufbaue von mächtigen Diluvialterrassen einen wichtigen Antheil nehmen. Auf diesen Punkt werden wir übrigens später noch einmal zu sprechen kommen.

Die erwähnten groben Conglomeratbildungen des Riu-Thales treten jedoch im nordwestlichen Streichen von hier immer mehr zurück und herrschen bereits im V. Vinului in dieser Zone nur noch mehr oder minder grobe Sandsteine vor. Nach der entgegengesetzten Richtung dagegen reichen gröbere Conglomerate bis auf den Rücken des Dosu Lazuriloru hinauf.

Die mit den Conglomeraten vergesellschafteten groben Sandsteine sind meist licht graubräunlich gefärbt; sie führen gröberen Glimmer und weisen in der Regel einen sehr geringen Gehalt an Kalkbindemitteln auf. Sie erinnern überhaupt direct an die in der oberen Kreide

des Borsia-Quellgebietes verbreitete Sandsteinvarietät. Speciell habe ich daselbst ganz ähnliche Sandsteine, und zwar in Verbindung mit ähnlich entwickelten Conglomeraten, z. B. auf der Südseite des Ciarcanu (gleich anfangs auf dem Seitenrücken, der über 1492 Meter in das Borsia-Thal hinunterführt) beobachtet.

Aehnlich wie im Borsia-Gebiete, machen sich ferner auch hier, im Hangenden der Kreidegebilde, hie und da Blöcke und Gesteinsstücke von grauen Kalken der Nummulitenformation bemerkbar, so z. B. auf den südwestlichen Gehängen des D. Lucaciu (die fast gar keine Aufschlüsse bieten, von einem spärlichen verwitterten Gesteinsmaterial und ausserdem von grösseren Geröllmassen aufgelöster, ältester Diluvialterrassen bedeckt sind). Dieselben erscheinen hier überall durch Aufnahme kleiner Partikelchen von Quarz und grünen Schiefergesteinen in grösserer Menge, fein conglomeratartig entwickelt, wie auch dort ganz ähnliche Vorkommen in liegenderen Lagen der Nummulitenkalke angetroffen wurden (pag. 461). Durch Herauswittern verursachen die kleinen Quarzpartikelchen höckerig-rauhe Oberflächen auf den Kalken, eine Erscheinung, die man auch anderswo und überhaupt fast immer bei dieser Varietät der Nummulitenkalke beobachtet und was an die betreffenden Varietäten der triadischen und selbst paläozoischen Kalke erinnert (pag. 449).

Diese Kalkbildungen, welche man wegen ihrer geringen Mächtigkeit sehr leicht übersehen kann, dürften Ueberresten von Schollen der Nummulitenformation entsprechen, die, wo sie typisch entwickelt ist, fast stets eine ganz schwebende Lage einzunehmen pflegt. Die tiefer im Thale bei Felső-Vissó im allgemeinen Schichtverbande stehenden untereocenen Ablagerungen zeigen dagegen, wie wir es früher sahen, eine von der Nummulitenformation nicht unwesentlich abweichende Faciesentwicklung, auf welche Erscheinung schon bereits vorher Nachdruck gelegt wurde.

Im Riu-Thale flussaufwärts herrschen gegen das Liegende des Kreidecomplexes ziemlich dickbankige, minder grobe, zum Theil auch feinkörnige und sehr feste, mitunter fast gar nicht brausende Sandsteine, die hie und da ganz kleine Aufschlüsse mit flach südwestlicher Neigung bieten und jedenfalls einem tieferen Kreidehorizonte — ob bereits der „unteren Kreidestufe“ bleibt fraglich — angehören.

Noch höher im Thale erreicht man schliesslich den Stirnrand des krystallinischen Lappens, an welchen die Kreideschichten gänzlich discordant anstossen dürften. Es spricht dafür vor Allem der Umstand, dass man knapp an der Grenze mit dem krystallinischen Gebirge grobe Hangend-Conglomerate oben auf dem Dosu Lazuriloru und auf dem gegenüber am rechten Riu-Ufer gelegenen Rücken (bei 818 Meter), nicht aber auch im Thale selbst beobachtet.

Bezüglich der in Rede stehenden Kreidebildungen des Riu-Thales sagt v. Alth (l. c. pag. 11), dass die „mächtigen Felsen des groben Conglomerates“, welches „steil nach NW. fällt“, „den Neocombildungen entsprechen dürfte“, womit ich mich jedoch nach dem Dargestellten nicht einverstanden erklären kann, indem die groben hangenden Conglomerate (obere Kreidestufe), welche nach SW. verflächen, wohl dem Cenoman angehören.

Wir kehren jetzt noch nach Felső-Vissó zurück.

Gleich unterhalb der vorerwähnten groben Hangend-Kreideconglomerate treten am rechten Riu Vaser-Ufer diluviale Schotterablagerungen auf, die dann in grossen Terrassen das rechte Ufer des Vissó-Flusses bis unterhalb von Közep-Vissó begleiten und nur wenigen Punkten, und zwar nur anfangs, das Grundgebirge durchblicken lassen.

Erst an der Mündung des Porcului-Baches, vor Alsó-Vissó, wird das Grundgebirge von den Schotterterrassen befreit. Es treten dort, wie bereits früher erwähnt, unteroligocene Schieferbildungen zu Tage, die nach NW. verflächen. In ihrem Hangenden folgen flussabwärts massige Borsa-Sandsteine, auf deren Grunde, in dem gegen Westen nächstfolgenden Seitenthale des Morii-Baches, anfangs noch an wenigen Stellen die unteroligocenen Schiefer schmal aufgeschlossen zu sehen sind. Weiter flussabwärts beherrschen Borsa-Sandsteine, welche anfangs ebenfalls anormal nach NW. verflächen, auf der ganzen langen Strecke bis zu dem Dorfe Bisztra das Vissó-Thal.

Im Liegenden der Schieferzone von V. Porcului dagegen dürften flussaufwärts, am Podu Ciganului, die obereocenen massigen Sandsteine folgen, wie dies wenigstens nach den Verhältnissen zu schliessen ist, die wir bald in der nordöstlichen Streichfortsetzung beobachten werden.

Die an der Mündung des Porcului-Baches anstehende Schieferzone besteht vorzüglich aus dunklen bis fast schwärzlichen, mehr dünnplattigen und etwas flachmuschelig brechenden Schiefern, die mit Bänken von ähnlich gefärbten, jedoch festeren und wohl kieselhältigen Mergelkalken (ähnlich wie an der Ursului-Mündung im Novetiu-Thale) wechseln. Aus letzteren dürften sich eben die in anderen Gebietstheilen in der Schieferzone angetroffenen gelblichen, breccienartigen Kieselkalke entwickeln.

Dem Schiefercomplexe schalten sich ausserdem fast dichte, kalkhältige Sandsteine in bis 1 Fuss dicken Bänken ein, die von geraden mit Calcit ausgefüllten Sprüngen durchzogen werden und die in kantige mehr weniger prismatische oder parallelepipedische Stücke zerfallen.

b) Ruszpolyanaer Becken.

Scerisiora-Zug, D. Prihodu und Lucaciu.

Die vorher an der Porcului-Mündung angetroffene Schieferzone zieht in nordöstlicher Richtung über D. Romanu auf die Scerisiora hinüber. Auf der Südseite der letzteren verquert man beim Herabsteigen über den von der Scerisiora direct sich nach S. abzweigenden Nebenrücken (gleich westlich von dem auf der Karte eingezeichneten Fusssteige) folgende Schichtcomplexe (Taf. VII, Fig. 3).

Im Liegend der die Kammhöhe einnehmenden Borsa-Sandsteine erreicht man auf dem genannten Zweigrücken bald die erwähnte, aus dem V. Porcului herüberstreichende unteroligocene Schieferzone. Man sieht hier typische, wie gewöhnlich zum Theil etwas mergelige Smilno-Schiefer, denen sich untergeordnet auch echte Hornsteine zugesellen. Die Smilno-Schiefer trifft man etwas tiefer am genannten Zweigrücken auch im Schichtverbande an, wo sie unter einem Winkel von 40 bis 50° nach NW., somit anormal, verflächen und in ihren liegenden Partien eine schmale Bank von Hornsteinen aufnehmen. Gleich darauf folgen im Liegenden massige Sandsteine, die nach unten einen steilen Abhang zusammensetzen und concordant unter die Schieferzone nach NW. einfallen.

Der Scerisiora-Sandstein — und als solcher soll letzterer der leichteren Uebersicht halber bezeichnet werden — ist lichtgrau gefärbt, fast glimmerarm, vorwiegend mittelfeinkörnig und von einem wenig festen Gefüge. Es erscheinen jedoch in demselben stets auch etwas grössere Körnchen von Quarz und grünlich gefärbten krystallinischen Gesteinen eingestreut. Im Streichen gegen NO. geht dieser Sandstein auch in mittelkörnige Conglomerate über, denen wir später, so z. B. im Kwasnica-Thale, begegnen werden.

Der Scerisiora-Sandstein (der, nach einem Handstück zu urtheilen, das ich in der k. k. geolog. Reichsanstalt sah, an die Nummulitensandsteine von Pasieczna in Galizien erinnert) besitzt einen ziemlichen Gehalt an Kalkbindemittel, worauf schon die stellenweise auf den Verwitterungsflächen desselben zu beobachtenden weisslichen Kalktuffbeschläge hindeuten. Calcitausscheidungen wurden jedoch nirgends in diesem Sandstein beobachtet, der im Allgemeinen dickbankig ist und dessen Bänke hie und da mit ganz schmalen Zwischenlagen von plattigen Sandsteinen und sandigen Schiefern, mit verkohlten Pflanzenresten, wechseln.

Petrographisch steht der Scerisiora-Sandstein zunächst den Birtiu-Sandsteinen, mit welchen er auch seiner Lage nach demselben Horizonte, d. i. dem Obereocen angehört. Er ist auch nur als eine untergeordnete Varietät der Birtiu-Sandsteine zu betrachten.

Vom Fusse des erwähnten steilen, aus den Scerisiora-Sandsteinbänken bestehenden Rückens zieht sich dann direct nach S. ein niedriger und flacher Gebirgskamm hin, der über D. Prihodu und Lucaciu ununterbrochen bis in die Gegend von Felső-Vissó reicht und im O. vom V. Pesti, im W. vom V. Vinului begrenzt wird. Derselbe wird zum Theil von Wiesen und Feldern, zum Theil von ausgedehnten Haselnussbeständen eingenommen, welch' letztere in dieser Gegend überhaupt eine grosse Verbreitung erreichen. Auf diesem ganzen langen Kamme hat man überall nur mit einem spärlichen und stark verwitterten Gesteinsmateriale zu thun, was in Anbetracht des Umstandes, dass man gerade hier einem complicirteren Gebirgsbaue begegnet, schwer in die Waage fällt. Auch das parallel mit dem Gebirgskamme verlaufende V. Vinului bietet nur stellenweise und sehr mangelhafte Aufschlüsse.

Wir wollen nun jetzt, so weit es geht, versuchen, die geologischen Verhältnisse dieses Gebirgskammes kennen zu lernen.

Gleich südlich vom Fusse des erwähnten steilen Zweigrückens der Scerisiora (der sich, ähnlich wie auch der ganze Scerisiora-, D. Romanu-Zug — welcher auf dieser Seite einem grossen Schlichtkopfe entspricht, — plötzlich und steil über die viel niedrigeren südlichen Gebirgszüge erhebt) beobachtet man feine Schuttbildungen von Smilno-Schiefern, in deren Liegendem gegen S. zu wieder Scerisiora-Sandsteine zum Vorschein kommen (Taf. VII, Fig. 3). Gegen S. fortschreitend, verquert man weiter am Kamme abermals eine Zone von in Schutt aufgelösten Smilno-Schiefern mit lose herumliegenden Hornsteinen und Kieselsandsteinen.

Letztere sind auch im Streichen, im V. Vinului, in Menge anzutreffen, woselbst man an der Thalsohle Smilno-Schiefer hie und da auch anstehend, in ganz kleinen Aufschlüssen beobachtet.

Nach Verquerung dieser Schieferzone, die im südöstlichen Streichen mit der vorher an der Porcului-Mündung angetroffenen sich vereinigen dürfte, gelangt man wieder zu den liegenden Scerisiora-Sandsteinen, über denen sich weiter südlich am Kamme noch einmal Smilno-Schieferbildungen bemerkbar machen, bis man wieder zu Scerisiora-Sandsteinen kommt.

Im weiteren Verfolg des Kammes in südlicher Richtung erreicht man hierauf im Liegenden von Scerisiora-Sandsteinen eine Zone der bekannten untereocenen Mergel, die hier zum Theil auch massiger entwickelt sind und an Ruinenmarmor erinnern. Im Liegenden dieser Mergel folgen schliesslich wieder Sandsteine, die sich im S. schon unmittelbar an das krystallinische Gebirge anlehnen und die ich bereits der oberen Kreidestufe zuzähle. Es treten auch über den letzteren Sandsteinen, und zwar dem krystallinischen Gebirge näher, hie und da Blöcke und Gesteinsstücke von feinen Nummulitenkalk-Conglomeraten auf, wie solche eben an der Basis der Nummulitenkalke vorzukommen pflegen und die hier kleinen Ueberresten von Nummulitenkalk-Schollen entsprechen dürften. (Vergl. auch pag. 477.)

Die erwähnten Kreidesandsteine sind vorwiegend massig entwickelt. Man beobachtet hier jedoch auch kalkhältige, geaderte und plattige, mit einem Worte strzolkaartige Sandsteine, wie man solche im ganzen Kreidecomplexe der südlichen Sandsteinmulde (die sich im Allgemeinen durch ihren geringen Kalkgehalt auszeichnet) in der Regel vermisst. Andeutungen von ähnlichen Schichten im äussersten Hangenden des Kreidecomplexes haben wir bereits vorher im oberen Borsia-Thale beobachtet (vergl. pag. 462) und sind ähnliche Bildungen auch noch hier anderswo, so z. B. auf den südwestlichen Gehängen des D. Lucaciu, in dem vorher beschriebenen Kreidestreifen, stellenweise anzutreffen. Da man nun diesen Bildungen in den letztgenannten Fällen auch an solchen Stellen begegnet, wo sonst keine Eocenschichten vorkommen, so sind sie umso wahrscheinlicher als noch der Kreide angehörig zu betrachten als dieselben auch in einem engeren Zusammenhange mit der letzteren, als irgendwo mit dem Eeocen stehen. Folgendes Beispiel aus dem bereits ausserhalb des Aufnahmsgebietes gelegenen Thale der Goldenen Bistritz (am Wege in die Bukowina) dürfte auch diese Ansicht direct bestätigen.

Im genannten Thale herrschen auf der Strecke von der Bistritz-Klause (bei 1159 Meter) bis kurz unterhalb der Einmündung des Lali-Baches (oberhalb von 1005 Meter) ununterbrochen Sandsteine und Conglomerate der Kreideformation. Ueber denselben tritt an einer Stelle, und zwar oberhalb der Einmündung des Mesimului-Baches, auf der linken Thalseite, eine Scholle von Nummulitenkalken auf, welche nach unten in ein feineres Conglomerat übergehen. Im Liegenden dieser Eocenscholle, d. i. im äussersten Hangenden des Kreidecomplexes, gehen nun die Kreidegebilde in kalkhältige strzolkaartige Schichten von einer ganz geringen Mächtigkeit über.

Im Allgemeinen erreichen die fraglichen Schichten, die jedoch möglicherweise auch einen Uebergang von der Kreide zum Eeocen darstellen, stets eine sehr geringe Mächtigkeit und scheinen nur ganz local im äussersten Hangenden des Kreidecomplexes vorzukommen. Aehn-

lichen und noch typischer entwickelten Bildungen werden wir in grosser Verbreitung erst in der unteren Kreideformation der nördlichen Sandsteinzone begegnen. Hier, in der südlichen Sandsteinmulde aber, in welcher sich die Kreideschichten, wie schon erwähnt, durch ihren allgemein geringen Kalkgehalt auszeichnen, würde man ähnliche Bildungen am ehesten im Obereocen oder in noch jüngeren Formationen vermuthen. (Vergl. auch pag. 463 u. f.)

Setzt man den früheren Weg auf dem kystallinischen Rücken des D. Lucaciu gegen Felső-Vissó fort, so erreicht man bald wieder eine schmale Kreidescholle, über der hie und da auch Blöcke von feinen Nummulitenkalk-Conglomeraten lagern.

Was nun den Bau der eben beschriebenen Gegend anbelangt, so ist nach dem Gesagten mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass der lange Gebirgskamm des D. Prihodu einigen sanften, aus Scerisiora-Sandsteinen gebildeten Wellen entspricht, deren Synklinalen von Smilno-Schiefern seicht-muldenförmig ausgefüllt werden, wie dies auch im Prof. Fig. 3 zum Ausdruck gebracht wurde. Der Umstand, dass die Scerisiora-Sandsteine weiter nördlich, nämlich an der Scerisiora selbst, eine viel grössere Mächtigkeit wie am D. Prihodu erreichen, kann nicht befremden, da man sich im letzteren Falle, wo auch die untereocenen und cretacischen Schichten verhältnissmässig nur ganz schmal entwickelt erscheinen, dem alten Strande näher befindet, während der Scerisiora-Zug, als mehr gegen die Mitte des Ruszpolyanaer Beckens vorgerückt, Ablagerungen grösserer Meerestiefen entspricht. Ausserdem ist es auch sehr wahrscheinlich, dass der langgedehnte Scerisiora-D. Romanu-Gebirgszug, der, von SO. gesehen, etwa als ein dachförmiges Gebirge (in einigem Gegensatze zu der flacheren Gebirgsform der oberoligocenen Borsa-Sandsteine) zu bezeichnen wäre, und welcher, der Schichtneigung entsprechend, anormal von NO. nach SW. streicht — als ein Aufbruch zu betrachten ist. Die vermuthete Aufbruchslinie dürfte mit dem südöstlichen Steilrande dieses Gebirgszuges correspondiren (vergl. Taf. VII, Fig. 3). Es weist darauf, abgesehen schon von den allgemeinen und eigenthümlichen Terrainverhältnissen, vor Allem auch der Umstand hin, dass fast unmittelbar am Fusse des südlichen Zweigrückens der Scerisiora — dessen steilen Abhang, wie schon früher gesagt wurde, Schichtköpfe von widersinnig, d. i. nach NW. verflächenden eocenen Sandsteinen zusammensetzen — eine schmale Mulde von Smilno-Schiefern auftritt. Diese Aufbruchslinie dürfte von dem Kwasnica-Thale (SO. von Ruszpolyana) bis in das obere Thal des Vinului-Baches reichen, um sich dann weiter gegen SW. zu verlieren, nach welcher Richtung hin sich auch schliesslich die beiden Smilno-Schieferzonen, wie dies schon vorher vermuthet wurde, vereinigen dürften.

Wir setzen jetzt das Profil von der Scerisiora auf die andere Seite nach N., in das Rika-Thal hinüber fort.

Umgebung von Ruszpolyana: Myzika- und Pentaja-Thal, Bucht von Menciul, Kwasnica-Thal.

Auf der Sattelhöhe im W. von dem Scerisiora-Gipfel (1125 Meter) herrschen Borsa-Sandsteine, die westlich von hier, im Maximów-Zuge, eine grosse Mächtigkeit erlangen. In ihrem Liegenden erreicht man

beim Herabsteigen längs dem Myzika-Bache, an der obersten Bachtheilung, typische Smilno-Schiefer mit Hornsteinlagen, die im nordöstlichen Streichen am Kaminec eine grössere Verbreitung finden, hier dagegen nur wenig aufgeschlossen sind. Es folgen nämlich über denselben thalabwärts gleich wieder typische Borsa-Sandsteine, die nach NW. unter die Alluvialbildungen des Rika-Thales (auf welchen Ruszpolyana steht) einfallen, um dann am rechten Rika-Ufer ein entgegengesetztes Verflächen, so am Usui-Rücken nach S. mit einer schwachen Ablenkung nach W., anzunehmen (Taf. VII, Fig. 3).

Es entspricht somit das Thal von Ruszpolyana, ähnlich wie jenes von Borsa, einer wirklichen Synklinale.

In dem hinter dem schmalen Usui-Rücken sich hinaufziehenden Pentaja-Thale (O. von Ruszkirwa, recte Krywe) erscheinen eine kurze Strecke bachaufwärts die Borsa-Sandsteine auffallend dünnbankig und in einer sehr steilen, zum Theil etwas verworfenen Schichtstellung. Es macht dies anfangs einen befremdenden Eindruck, doch sieht man bald, wie sich aus den besagten Schichten gleich höher thalaufwärts allmälig wieder typische, dickbankigere Borsa-Sandsteine entwickeln.

Dieser Fall steht übrigens nicht allein da. Es wurden nämlich auch an anderen Stellen, so z. B. auf dem Wege von Borsa nach Felső-Vissó, im Vissó-Thale u. s. w., hie und da ähnliche dünnbankigere Sandsteinschichten im Complexe der Borsa-Sandsteine selbst beobachtet, die daher nur als locale und nicht näher zu berücksichtigende Faciesänderungen der in der Regel massig entwickelten oberoligocenen Sandsteine zu betrachten sind.

Im Liegenden der Borsa-Sandsteine tritt hierauf im Pentaja-Thale bachaufwärts eine, nur im Bachbette selbst aufgeschlossene Zone von festen kalkreichen, dunkelgrauen Sandsteinen, die mit Schiefern wechseln, auf. Die Sandsteine sind von geraden, meist mit Calcit ausgefüllten Sprüngen durchsetzt und zeigen auf den Verwitterungsflächen hie und da hieroglyphenartige Protuberanzen bis gröbere Hieroglyphen. Sie zerfallen in plattige, vorwiegend jedoch kistchenförmige und bis über 1 Fuss grosse Gesteinsstücke. Hie und da fanden sich in dieser Zone auch einzelne Gesteinsstücke von echten Kieselsandsteinen mit glasigen Bruchflächen vor.

Obwohl dieser Gesteinszone typische Smilno-Schiefer, Hornsteine u. s. d. gänzlich fehlen, so betrachte ich dieselbe dennoch, mit Rücksicht auf ihre Lage nämlich, als das Liegende von Borsa-Sandsteinen, sowie auf Grund der früher, so z. B. im V. Hotarului gemachten Erfahrungen, als ein Aequivalent der unteroligocenen Schieferbildungen. Es folgen da auch andererseits im Liegenden dieser Zone thalaufwärts typische Scerisiora-Sandsteine, hierauf untereocene Mergelschiefer, resp. plattige Mergelkalke — so dass hier die Reihenfolge der Gesteine vom Oberoligocen bis hinab in das Untereocen als eine vollständige erscheint (Taf. VII, Fig. 3).

Die letztgenannten Mergelschiefer lehnen sich ihrerseits bereits unmittelbar an das krystallinische Gebirge an. Sie erscheinen im Pentaja-Thale nur in einer geringen Mächtigkeit, indem sie hier nur das Ausgehende einer Zone darstellen, welche nach der anderen Richtung, nämlich gegen SO., immer mehr an Mächtigkeit gewinnt.

So erreichen die Mergel insbesondere am unteren Laufe des Bargyi-Baches eine grosse Verbreitung und setzen daselbst ziemlich hohe und steile Felsgehänge zusammen. Wie dies gewöhnlich der Fall ist, sind sie grau, mit einem Stich in's Grünliche oder Bläuliche, stellenweise aber auch roth gefärbt (pag. 466). Sie nehmen hie und da in liegenderen Partien feinere Geschiebe von krystallinischen Gesteinen auf und übergehen so in Conglomerate, wie man dies z. B. am Südfusse des Archecza-Rückens (NO. von Ruszpolyana) beobachtet.

Noch weiter gegen SO. verschmälert sich jedoch die in Rede stehende Mergelzone auch nach dieser Richtung allmälig immer mehr. In ihrem Liegenden kommt dann auf der Westseite des Menciul ein schmaler Streifen von Sandsteinen und Conglomeraten der oberen Kreidestufe zum Vorschein. In demselben fanden sich nun, gleich nordöstlich von der Sattelhöhe 1059 Meter in einem vorwiegend feinkörnigen Sandstein auch einige Exemplare der *Exogyra columba Lam.* und ausserdem ein nicht näher bestimmbarer Seeigel vor (vergl. pag. 465).

Im Hangend der untereocenen Mergelzone auf der Westseite des Menciul treten dagegen thonige, sich weich anfühlende, z. Th. auch dunkler gefärbte Schiefer auf, die mit Bänkchen von plattigen, strzolkaartigen Sandsteinen wechseln.

Diese Schichten, welche mit Bezug auf ihre Faciesentwicklung wie auch Lage mit den obereocenen strzolkaartigen Schichten von Gura Funtini im Borsia-Thale zu parallelisiren sind und die beim ersten Anblick, wie dies ähnlich auch dort der Fall war, eher an eine unteroligocene Schieferzone erinnern, erreichen da eine ziemlich bedeutende Mächtigkeit, indem sie zum grössten Theile die zungenförmige Tertiärbucht an der Westseite des Menciul — gegen den Menciulinski-Berg zu — ausfüllen. Massigere Sandsteinbildungen erlangen hier nur eine untergeordnete Verbreitung und es dominiren in der Streichfortsetzung dieser Zone auch noch am rechten Ufer des Rika-Flusses strzolkaartige Schichten. Erst weiter im Streichen, so im Pentaja-Thale und andererseits am D. Prihodu erscheint das Obereocen, und zwar, wie wir dies vorher gesehen haben, dann schon ausschliesslich durch massige Sandsteine (Scerisiora-Sandsteine) repräsentirt.

Vom Menciul in südwestlicher Richtung dem Rande des krystallinischen Gebirges folgend, trifft man im Kwasnica-Thale, im Hangenden der krystallinischen Schichten dickbankige Conglomerate und Sandsteine der oberen Kreidestufe an. Letztere sind z. Th. auch feinkörniger entwickelt und erinnern an den Typus der Exogyra-Sandsteine.

Von hier ziehen die Kreidebildungen in einem allmälig sich verengenden Streifen weiter nach SW. durch das Vale Pesti hinüber auf den D. Prihodu. Auf dieser ganzen Strecke werden sie im Hangenden von untereocenen Mergeln begleitet.

Im erwähnten Kwasnica-Thale beobachtete ich in der untereocenen Mergelzone auch noch einige frei herumliegende Blöcke der bekannten feinen Nummulitenkalk-Conglomerate mit Verwitterungsflächen, die von herausgewitterten Quarzstückchen höckerig rauh sind. In denselben fanden sich hie und da auch einzelne Nummuliten und noch andere nicht näher bestimmbare Fossilreste vor. Da diese Kalkbildungen nirgends im Schichtverbande anzutreffen waren, so ist es schwer zu

entscheiden, ob dieselben hier einst mit den Mergeln zusammenhängten (pag. 461), oder aber höher gelegenen, schwebenden Nummulitenkalkschollen entstammen und nur hieher herabgerollt sind (pag. 466 u. 477). Weiter im südwestlichen Streichen wurden ähnliche Kalkbildungen erst am D. Prihodu beobachtet.

Wir setzen jetzt den Durchschnitt im Kwasnica-Thale von der Mergelzone bachabwärts fort. Leider bieten die Thalgehänge längere Zeit keine Aufschlüsse. Erst unterhalb der im ersten Abschnitte erwähnten Geröllinsel von krystallinischen Gesteinen tritt eine schmale Zone von unteroligocenen Bildungen zu Tage, die eine ganz analoge Entwicklung zeigt wie jene im Pentaja-Thale und die hier eine muldenförmige Lage — ähnlich den im Streichen am D. Prihodu gelegenen Schiefermulden — einnehmen dürfte.

Einer ähnlichen, und zwar typischer entwickelten Schiefermulde begegnet man auch noch vorher am Südgehänge des Menciulinski. Es wurden nämlich in dem daselbst in die Kwasnica einmündenden kleinen Seitenbache Stücke von Smilno-Schiefern, Kieselsandsteinen und auch solche von ziemlich typischen Hornsteinen angetroffen.

Bachabwärts sind im Kwasnica-Thale erst wieder unterhalb der starken Krümmung des Baches nach N. anstehende Schichten zu sehen. Es sind dies massige Scerisiora-Sandsteine, die nach NW. verflächen und die hier häufig in feinere Conglomerate übergehen.

Wir sehen somit, dass auch quer auf das Streichen — was übrigens häufiger zutrifft — die Schichten ihre Facies wechseln, indem im äussersten Ende der Bucht von Menciul das obere Eocen aus strzolkaartigen Schichten, am unteren Ende des Kwasnica-Thales aus Scerisiora-Sandsteinen besteht.

Krywe-Thal, Vezi-Tomnatecu-Zug, Krasna-(Frumsieva-) Thal und das Thal des Bystry potok.

Aus der Umgebung von Ruszpolyana wenden wir uns jetzt nach NW., um über Berg und Thal bis nach Rona polyana, an der Vereinigung des Vissó- mit dem Theiss-Flusse, zu gelangen und so die Beschreibung des nordwestlichen Theiles des Ruszpolyanaer Kreidetertiärbeckens zu beschliessen.

Wie es im vorhinein erwähnt werden soll, werden wir in diesem Theile des Beckens einer z. Th. wesentlich anderen Formationsvertheilung, bei wohl häufig discordanter Lage der einzelnen Formationen gegen einander begegnen. Die oberoligocenen Sandsteine, welche, ähnlich wie in dem Borsa-Becken, auch hier eine grosse Mächtigkeit erreichen, lehnen sich meistens unvermittelt an cretacische, resp. untereocene Bildungen an. In Fällen aber, wo in ihrem Liegenden die unteroligocene Schieferzone zu Tage tritt (welche hier fast überall in der bekannten abweichenden Facies, als strzolkaartige Schichten nämlich, entwickelt erscheint) lehnt sich auch diese dann stets unvermittelt an cretacische, resp. untereocene Bildungen an. Von der Kreide treten nur tiefere Horizonte auf und fehlt hier auch das Obereocen gänzlich.

In dem gleich westlich vom Pentaja gelegenen Krywe-Thale herrschen bachaufwärts bis an den krystallinischen Rand ausschliesslich Borsa-Sandsteine. Dieselben erscheinen gegen das Liegende,

schon in der Nähe des krystallinischen Gebirges, ganz dünnbankig und fallen sehr steil nach SW. ein. Dieser dünnschichtigen Facies des Oberoligocens, die überhaupt an liegendere Horizonte der Borsa-Sandsteine gebunden zu sein scheint, haben wir schon vorher, so z. B. am Eingange in das Pentaja-Thal, begegnet.

Nordwestlich vom Krywe-Thale tritt im Liegenden der Borsa-Sandsteine bald eine schmale Kreidezone auf, die hierauf in ihrem weiteren Verlaufe gegen NW. wieder allmälig auskeilt. Letztere verquert man in ihrer grössten Breite auf dem, vom Tomnatecu (1621 Meter) nach S. zum Vezi-Berge führenden Sattel.

Auf diesem Sattel treten zu unterst, über dem Krystallinischen, sehr feste quarzreiche, hie und da röthlich gefärbte Conglomerate auf, die wir später im Vissó-Thale in grosser Mächtigkeit antreffen werden. Auf dieselben folgen südlich ziemlich dünnbankige, z. Th. plattige Sandsteine mit schiefrigen Zwischenlagen, die gegen das Hangende mit Bänken von massigeren, festen Sandsteinen, welche auch in feinere Conglomerate übergehen, wechseln.

Letztere Bildungen parallelisire ich mit den Hieroglyphenschichten des Borsia-Thales. Dieselben wären somit der unteren Kreidestufe zuzuzählen, wohin ich auch noch ihr Liegendes, die festen Conglomerate, die als der bis jetzt tiefste Kreidehorizont zu betrachten sind, hinstelle.

Ueber den letztgenannten Kreideschichten lagern hierauf unmittelbar oberoligocene Borsa-Sandsteine, welche an dem gleich südlich gelegenen Gipfel von Vezi (1324 Meter) nach SW., weiter südwestlich aber, am Vrf Tomnatecu (1158 Meter) entgegengesetzt, nämlich nach NO. verflächen.

An den beiden genannten Bergen, insbesondere aber am Vrf Tomnatecu, erscheinen die Sandsteine von einem vorwiegend festeren Gefüge, als wie dies sonst bei den Borsa-Sandsteinen der Fall zu sein pflegt und was hier, in diesem Gebietstheile, auch noch auf anderen Stellen zu beobachten sein wird.

Diese an und für sich so geringfügige Modification des Sandsteins bedingt dennoch schon eine, von dem allgemeinen landschaftlichen Charakter des oberoligocenen Terrains abweichende Gebirgsform, nämlich etwas kühner emporstrebende steilere Gipfelkämme von z. Th. felsiger Beschaffenheit.

In dem westlich von hier gelegenen Krasna- (Frumsieva-) Thale dagegen, bis wohin auch noch die frühere Kreidezone streicht, tritt im Hangenden der letzteren, an der oberen Hauptgabelung des Thales, zum ersten Male nach dieser Richtung hin eine schmale Zone von unteroligocenen Bildungen zu Tage. Es sind dies dunkle Schiefer, die mit Bänkchen von grauen bis ziemlich dunklen, festen und sehr kalkhältigen, meist strzolkaartigen Sandsteinen wechseln. Ueber ihnen folgen bachabwärts Borsa-Sandsteine, die dann das genannte Thal auf der ganzen Strecke bis zu dessen Vereinigung mit dem Vissó-Thale beherrschen, stellenweise sehr massig entwickelt sind und flach nach SW. einfallen.

Tiefer unten in diesem Thale, kurz oberhalb der Thalsohlhöhe 469 Meter, erscheint noch an einer Stelle im Liegenden der Borsa-Sandsteine eine ganz schmal aufgeschlossene Zone von vorwiegend dunkel gefärbten Schiefern. Dieselben sind um so wahrscheinlicher als unter-

oligocen zu bezeichnen, als in ihrem Streichen, in dem gleich westlich gelegenen, vom Dosu Checiurtii kommenden Seitenthale, unteroligocene Bildungen (darunter auch feste, in cubische oder prismatische Stücke zerfallende Sandsteine) eine grössere Verbreitung finden.

Aus dem letzteren Seitenthale ziehen die genannten unteroligocenen Bildungen in einer schmalen Zone über Dosu Checiurtii nach NO. in das Thal des Bystry potok hinüber, um hierauf in ihrem weiteren, halbkreisförmigen Verlaufe das obere Krasna-Thal an der vorher angegebenen Hauptgabelung dieses Thales zu erreichen.

Bevor wir das Bystry-Thal begehen, sei noch früher erwähnt, dass sich im Complexe der Borsa-Sandsteine, an mehreren Stellen in der Gegend, lichte, etwas mergelige Schiefer vorfanden, die jedoch niemals im Schichtverbande und stets nur sozusagen in Spuren anzutreffen waren; so z. B. auf der Nordseite des Kruhliak im SO. vom Vezi-Berge, dann auf der Westseite des Vrf Tomnatecu, ferner auf dem vom Dosu Checiurtii zum Paltinu mare führenden Sattelkamme u. s. w. Dieselben dürften wohl der oberoligocenen Schiefer-Zwischenzone von D. Fagu (pag. 470) entsprechen.

Wir folgen jetzt über Dosu Checiurtii der unteroligocenen Schieferzone gegen NO. in das Bystry-Thal hinüber.

In diesem Thale treten bachabwärts im Liegenden der genannten Schieferzone plattige und lichtgraue, zum Theil aber auch roth gefärbte Mergel auf, die nur eine geringe Mächtigkeit erreichen und der bekannten Facies des unteren Eocens entsprechen. Im Liegenden der letzteren kommen hierauf graue, feinglimmerige und vorwiegend plattig entwickelte Sandsteine mit untergeordneten Schieferzwischenlagen zum Vorschein, die unten, thalabwärts, mit feineren Conglomeratbildungen in Zusammenhang treten. Auf den Verwitterungsflächen der plattigen Sandsteine erkennt man hie und da auch wie verwischte Hieroglyphen. Es sind dies mit einem Worte die Hieroglyphenschichten der unteren Kreidestufe, in deren Liegendem hierauf bachabwärts krystallinische Gesteine, die hier lappenförmig nach S. vorgreifen, folgen.

Nach Verquerung dieses krystallinischen Lappens erreicht man bachabwärts wieder Kreidebildungen. Es sind dies mittel- bis sehr grobkörnige und meist sehr feste Conglomerate, die in mächtigen, felsige Gehänge bildenden Bänken erscheinen.

Diese Bildungen, die zum Theil auch breccienartig entwickelt sind, zeigen stellenweise eine röthliche Färbung und erinnern einigermassen an die paläozoischen Verrucanogebilde. Sie dürften, ähnlich wie jene an der Südseite des Tomnatecu (1621 Meter) der tiefsten Stufe des Kreidecomplexes entsprechen. Wir werden sie in Kürze wieder im Vissó-Thale antreffen und dort noch näher beschreiben.

Thalabwärts gehen dieselben gegen das Hangende in mittelgrobkörnige, theilweise grünlich gefärbte Conglomerate über, welch' letztere mit groben, glimmerhältigen und grünlich gefärbten Sandsteinen in Verbindung stehen. Hierauf folgen die bekannten, das Hangende der untern Kreidestufe bezeichnenden Hieroglyphenschichten und über letzteren thalabwärts dunkelgraue, etwas sandige Kalksteine.

Ueber den dunklen Kalksteinen, die nur eine relativ geringe Mächtigkeit erreichen, treten, nur schmal entwickelt, plattige Mergel

auf, die ich zusammen mit den ersteren dem unteren Eocen zurechne. Im Hangenden der Mergel aber, die im östlichen Streichen von hier bis fast auf den Kamm des Dosu Checiurtii reichen, folgen auf der linken Thalseite unvermittelt die massigen oberoligocenen Sandsteine.

Die erwähnten dunklen Kalksteine, die wir bereits in ganz ähnlicher Ausbildung im unteren Eocen des Borsa-Beckens an mehreren Stellen angetroffen und bezüglich welcher wir dort gesehen haben, dass sie im Streichen direct in typische Nummulitenkalke übergehen (pag. 465 u. f.), führen hier zerstreute und ganz kleine, mitunter fast nur punktförmige Einschlüsse von krystallinischen Schiefern, die fast immer grün gefärbt sind (Chloritschiefer?) — und was ebenfalls als für das Eocen charakteristisch zu betrachten ist. Gleich westlich im Streichen werden nun auch hier die dunklen Kalksteine sehr vorwiegend von typischen Nummulitenkalkbänken ersetzt, welch' letztere auf der rechten Thalseite des Bystry-Baches felsenbildend auftreten und daselbst auch zum Theil in feinere Conglomerate übergehen.

In den genannten Nummulitenkalkbänken fanden sich im westlichen Streichen von hier, und zwar in dem Nebenthale, das in Bisztra, gleich unterhalb der Bystry-Mündung (370 Meter), das Vissó-Thal erreicht, stellenweise ziemlich zahlreiche Versteinerungen vor, die nach einer Bestimmung von Seite des Herrn Vacek folgende Formen umfassen:

Operculina complanata Defr.
? Orbitoides nummulitica Gümb.
Textilaria sp.
Nummulites sp., kleine dicke Form aus der Gruppe der *striata*.

Geht man von der Stelle, wo der Bystry potok in den Vissó-Fluss mündet (370 Meter), über den direct von dort nach N. zum Menczul führenden Seitenrücken, so verquert man folgende Schichtcomplexe.

Das südliche Ende dieses Rückens nehmen ziemlich steil nach S. verflächende, oberoligocene Sandsteine ein, die hier in der bekannten festeren Gesteinsvarietät erscheinen (pag. 485). In ihrem Liegenden folgen nördlich, auf der sattelförmigen Vertiefung des Rückenkammes, unteroligocene Schieferbildungen, die sich nur in einem geringen Schuttmateriale bemerkbar machen.

In dieser Schieferzone, die sowohl nach O. wie W. auskeilt, wurden nun auf dem gleich westlich gelegenen Rücken (nördlich von der kleinen oberoligocenen Sandsteinkuppe 562 Meter) auch Stücke von kieseligen Sandsteinen und typischen Hornsteinen beobachtet.

Im Liegenden der unteroligocenen Schieferzone sieht man hierauf, am ersterwähnten Rücken gegen N. fortschreitend, plattige Mergelkalke und gleich darunter felsenbildende dichte Nummulitenkalkbänke. Auch diese Zone der Nummulitenformation, die wir bereits kurz vorher im östlichen Streichen, im Bystry-Thale, angetroffen haben, keilt gegen W. rasch aus.

Das Liegende der Nummulitenformation aber nehmen die mehrfach erwähnten Hieroglyphenschichten der unteren Kreidestufe (in denen man, ähnlich wie in früheren Fällen, auch hier nirgends Calcitausscheidungen bemerkt) ein, wie man dies deutlich in dem gleich östlich, auf der rechten Seite des Bystry potok gelegenen Thaleinrisse sehen kann. Im

letzteren Thaleinrisse folgen hierauf bachaufwärts die Conglomerate des liegendsten Kreidehorizontes.

Für die nähere Beurtheilung der Art und Weise, wie hier die erwähnten Formationen über einander lagern, liefern die mangelhaften Aufschlüsse keine sicheren Anhaltspunkte. Es scheinen dieselben jedoch bei einer allgemein südlichen Einfallsrichtung, von der Kreide bis zum Unteroligocen hinauf, discordant über einander zu folgen, indem sich unmittelbar an die untere Kreidestufe die Nummulitenformation (welche, wie dies die Regel, auch hier eine wenigstens z. Th. schwebende Lage einzunehmen scheint, vergl. pag. 464, 477 u. s. w.), an letztere die unteroligocene Schieferzone anlagert und andererseits gleich im Streichen gegen W. sogar das Oligocen unvermittelt, wie schon oben erwähnt, an die untere Kreidestufe, und zwar an den tiefsten Horizont derselben, anstosst. (Vergl. auch Karte Taf. VI.)

In ähnlicher Weise dürften sich auch überhaupt auf der ganzen bis jetzt beschriebenen Strecke von Ruszpolyana bis Bisztra, die tertiären Bildungen im N. discordant dem älteren Gebirge anlagern und dürfte andererseits auch in deren Bereiche selbst eine z. Th. discordante Schichtstellung platzgreifen. Es ist anzunehmen, dass bereits zu Beginn der untereocenen Zeit die cretacischen Ablagerungen gehoben waren und die Hebung auch noch nach der Ablagerung der Nummulitenformation fortdauerte. Während der darauf folgenden obereocenen Zeit dürfte eine Pause eingetreten sein, da hier überall obereocene Bildungen fehlen und trat erst wieder in der Oligocenzeit das Meer bis hier heran.

Vissó-Fluss von Bisztra thalabwärts bis Rona polyana.

Am unteren Ende des kleinen Dorfes Bisztra wird das Grundgebirge auf der rechten Thalseite durch ziemlich mächtige Terrassenbildungen verdeckt. Erst wo dieselben thalabwärts aufhören, treten auf der rechten Thalseite (der wir bis Rona polyana folgen werden), in einem ganz kleinen Aufschlusse an der Strasse blosgelegt, graugrünlich und roth gefärbte plattige Mergel auf, die ein südwestliches Verflächen zeigen und als typische Faciesbildungen des unteren Eocens zu bezeichnen sind. Hierauf bieten die Thalgehänge eine kurze Strecke flussabwärts wieder keine Aufschlüsse. Wo hierauf ein kleiner Bach von NO. kommend einmündet, kommen grobe, roth gefärbte Conglomerate der untersten Kreidestufe im Schichtverbande zum Vorschein.

Diese Conglomerate umfassen stellenweise Geschiebe von Kopfgrösse und darüber. Letztere bestehen aus krystallinischen Schiefern, die hie und da im Bereiche des Conglomeratcomplexes kleine Schuttbildungen veranlassen, welche man leicht beim ersten Anblick für ein Aufbrechen des krystallinischen Grundgebirges nehmen könnte — wie letzteres auch thatsächlich thalabwärts der Fall sein wird — während sie hier gewiss nur grossen blockförmigen Einschlüssen von krystallinischen Schiefern entsprechen. In den Conglomeraten beobachtet man ausserdem Einschlüsse von feinkrystallinischen, weissen und graubläulichen; dann solche von festen, röthlichen, dichten (jurassischen?) Kalken; ferner schwärzliche Kieselschiefer u. s. w.

Als Hauptbestandtheil dieser Conglomerate erscheinen jedoch Geschiebe von röthlichen, grobkörnigen Gneissen und grünen Schiefern.

Nach einem Schliff bestehen erstere aus Quarz, zersetztem Feldspath und Glimmer (Biotit); im Quarz erscheint als Seltenheit Turmalin. Dieser Gneiss erinnert nun direct an den turmalinführenden aus der oberen Schieferabtheilung im Pesti-Bachgebiete (pag. 391).

Die grünlichen Gesteine aber erweisen sich in Schliffen als sehr quarzreiche, Feldspath und rhomboedrische Carbonate führende Gneisse, die grünen Biotit enthalten, sehr reich an kleinen farblosen Epidot sind und sonst den Albitgneissen entsprechen, wie wir solchen vorher in der mittleren krystallinischen Schieferabtheilung, so z. B. im Riu Vaser-Gebiete, häufig begegnet haben. (Vergl. auch pag. 476.)

Am Grunde der mächtigen Conglomeratmassen, die im Allgemeinen nach SW. einzufallen scheinen, tritt dann thalabwärts an zwei Stellen das krystallinische Grundgebirge in schmalen Aufbrüchen zu Tage. (Siehe Karte VI.)

An der Einmündung des ersten grösseren, von Menczul kommenden Baches (unterhalb der Thalsohlhöhe 361 Meter), erscheinen die stets sehr festen Conglomerate mehr mittelkörnig entwickelt und sehr vorwiegend aus Quarzgeschieben zusammengesetzt, weshalb sie auch eine weissliche Färbung zeigen. Dieselben dürften einem höheren Horizonte, d. i. dem Hangenden der rothen Conglomerate angehören. Sie zerfallen in grosse Blöcke, wie dies auch den früheren und überhaupt allen cretacischen Conglomeraten und groben Sandsteinen, im kleineren oder grösseren Masse zukommt.

Gleich von der Einmündung des genannten Baches flussabwärts erscheinen wieder röthliche Conglomerate, auf welche jedoch bald flussabwärts vorwiegend mittelkörnige, feste und meist graugrünlich gefärbte Conglomerate folgen. Letztere unterscheiden sich von den zuerst beschriebenen rothen, abgesehen von der Färbung, hauptsächlich auch durch das Fehlen von Einschlüssen der grobkörnigen turmalinführenden Gneisse. Sie bestehen vorwiegend aus Geschieben von Quarz, krystallinischen Schiefern, untergeordneter auch aus Kalk- und Kieselschieferfragmenten, sind jedoch durch allmälige Uebergänge mit den rothen Liegendconglomeraten verknüpft.

Diese Conglomerate, welche flussabwärts steile, felsige und das Thalbett einengende Gehänge bilden, gehen auch vielfach in gröbere, mehr weniger glimmerreiche Sandsteine, die stets eine ausgesprochen grünliche Färbung zeigen, über. Die Conglomerat-Sandsteinbildungen erscheinen überhaupt sehr massig entwickelt und auch ganz undeutlich geschichtet. Im Allgemeinen verflächen sie nach Norden. [1])

Gegen das Hangende flussabwärts treten in dem Kreidecomplexe grünliche Sandsteine immer mehr in den Vordergrund. Gleich unterhalb der Thalsohlhöhle 354 Meter, sieht man auch einen Aufschluss von ziemlich dick- bis dünnbankigen grünlichen Sandsteinen, die sanft nach N. mit einer Ablenkung nach W. verflächen. Die dünnbankigen Sandsteine spalten sich in ausgezeichnet tafelförmige, beiläufig 1·5 Centimeter dicke Platten und führen reichlichen Glimmer

[1]) Vergl. Paul und Tietze. Neue Studien, pag. 205.

auf den Trennungsflächen. Der Kalkgehalt der Sandsteine, die zum Theil auch hier in feinere Conglomerate übergehen, ist ein ziemlich geringer.

Auf diese Sandsteine folgt gleich thalabwärts eine Zone von hieroglyphenartigen Schichten, recte Hieroglyphenschichten, die wir bereits wiederholt vorher, so im Bystry-Thale, angetroffen und insbesondere im Borsia-Thale als das unmittelbare Liegende von Conglomeraten und Sandsteinen der oberen Stufe erkannt haben (pag. 462 u. f.). Aehnlich wie dort, bestehen dieselben auch hier aus einem Wechsel von plattigen feinglimmerigen, grauen Sandsteinen und zum Theil stark mergligen Schiefern. Die Sandsteine, in welchen sich nirgends Calcitausscheidungen bemerkbar machen, zeigen hie und da feinere verwischte Hieroglyphen. Den Hieroglyphenschichten schalten sich untergeordneter auch dünnere Bänke von gröberen, grünen Sandsteinen ein, auf deren Schichtflächen man hie und da gröbere hieroglyphenartige Protuberanzen beobachtet.

Im Vergleiche zu der unteren Kreidestufe des Borsia-Thales macht sich da insoferne ein petrographischer Unterschied geltend, als hier die massigeren Sandsteine der Hieroglyphenschichten eine ausgesprochen grünliche, dort eine mehr bräunliche Färbung aufweisen. Die mächtigen Liegend-Conglomeratmassen der Hieroglyphenschichten dagegen, denen wir im Vissó- und Bystry-Thale begegnen, gelangen im Kreidegebiete des Borsia-Thales gar nicht, oder nur in einem geringen Masse zum Aufbruch. Auf die allgemeine Gliederung der bis jetzt beschriebenen Kreidegebilde werden wir übrigens noch zu sprechen kommen.

Im Hangenden der Hieroglyphenschichten im Vissó-Thale, folgen weiter flussabwärts dickbankige mittelkörnige Conglomerate und grünlich gefärbte Sandsteine. Letztere sehen zwar den früher erwähnten Bildungen im Liegenden der Hieroglyphenschichten petrographisch sehr ähnlich, sind aber, nach ihrer Lage zu schliessen, bereits der oberen Kreidestufe zuzuzählen, die hier jedoch eine relativ nur geringe Mächtigkeit erreicht. Es treten auch über den letzteren thalabwärts, in Rona polyana, Bänke von dunkelgrauen, etwas sandigen Kalksteinen auf, die nach oben in zum Theil typischere, graue dichte Nummulitenkalke, die stellenweise auch thatsächlich Nummuliten enthalten, übergehen.

Die genannten untereocenen Kalkbänke setzen wie gewöhnlich nur eine schmale Zone zusammen, welche von da direct nach N. bis an das linke Theiss-Ufer streicht. Besonders an der letzteren Stelle, an der Theiss nämlich, sind in der dunklen Kalksteinvarietät häufig kleine Einschlüsse von grün gefärbten krystallinischen Schiefern zu sehen.

Im Hangenden dieser Kalkzone beobachtete ich dann an mehreren Stellen plattige Mergel in geringer Mächtigkeit, ganz so, wie dies z. B. im Bystry-Thale der Fall war (pag. 486 u. s. w.).

In den gegenüber auf der linken Thalseite des Vissó-Flusses bei Luhi vorkommenden und hieher gehörigen dunklen Kalksteinen wurden nun die für das unterste Eocen (vicentinische Spilecco-Schichten) bezeichnenden Fossilien, und zwar vor Allem:

Terebratula Fumanensis Menegh. und
Rhynchonella polymorpha Massalango

vorgefunden. [1])

[1]) Vergl. Paul und Tietze. Neue Studien, pag. 204 u. f.

Nachträglich wäre hier noch zu erwähnen, dass auch noch vorher, auf der begangenen Strecke im Vissó-Thale, und zwar auf dem an der linken Thalseite gelegenen Gebirgskamme Tets tri 895 Meter, Nummulitenkalkbänke in bedeutender Verbreitung und anscheinend in ganz schwebender Lage beobachtet wurden. Es werden daselbst die Kalkfelsen gesprengt, die Sprengstücke herabgerollt und hierauf für die Beschotterung der Strasse verwendet. In dem Strassenschotter fanden sich nun häufig Kalkstücke mit Nummuliten vor.

An die Nummulitenkalkzone bei Rona polyana im Vissó-Thale, schliesst sich unmittelbar flussabwärts eine mächtige Schotterterrasse an, die leider gänzlich das Grundgebirge verdeckt. Erst eine Strecke tiefer unten kommen dunkle Schiefer mit strzolkaartigen, kalkreichen, zum Theil aber auch etwas kieseligen Sandsteinen zum Vorschein, die dem Unteroligocen zuzurechnen sind, und auf welche auch thalabwärts typische Borsa-Sandsteine folgen.

Im Liegenden der unteroligocenen Schieferzone wurden jedoch noch vorher am rechten Vissó-Ufer massigere Sandsteine, in ganz kleinen Aufschlüssen blossgelegt, beobachtet, zwischen welche sich, gegen die Schieferzone zu, dünne Lagen von Schiefern mit plattigen, zum Theil strzolkaartigen Sandsteinen einschieben. Dieselben dürften vielleicht schon dem Hangenden des oberen Eocens angehören; doch sind diese Bildungen hier viel zu wenig, im Streichen dagegen (auch im Theiss-Thale) überhaupt gar nicht aufgeschlossen, als dass man über deren Alter etwas Sicheres sagen könnte.

Theiss-Thal, das Menczul-Zółty-Kreidegebirge, allgemeine Gliederung der Kreide in der südl. Sandsteinmulde, Kreidescholle bei Trebusa im Theiss-Thale.

Im Theiss-Thale selbst erreicht man im Liegenden der früher erwähnten Nummulitenkalkzone zuerst gröbere Sandsteine und Conglomerate der oberen Kreidestufe, in deren Liegendem höher im Thale, am linken Theiss-Ufer, hieroglyphenartige Schichten (Hieroglyphenschichten) mit flachem südwestlichen Einfallen zum Vorschein kommen. Letztere treten thalaufwärts gegen das Liegende mit massigeren Sandsteinbänken in Verbindung, in denen man bereits Calcitausscheidungen bemerkt. Die untere Kreidestufe nimmt hier eben zum ersten Mal eine sich der später zu beschreibenden unteren Kreidestufe der nördlichen Sandsteinzone nähernde Facies an.

Wendet man sich aus dem Theiss-Thale gegen O., so findet man auf dem Wege zum Zółty-Berg überall Conglomerate und Sandsteine vor, die aller Wahrscheinlichkeit nach ausschliesslich der unteren Kreidestufe angehören. An einigen Stellen wurden hier auch die rothen Conglomerate der untersten Stufe, so am Zółty selbst, beobachtet.

Im Hangenden dieser Sandstein-Conglomerate traf ich auf der Nordseite des südlicher gelegenen Menczul, oberhalb der Rückenhöhe 1038 Meter, Hieroglyphenschichten in ganz schwachen Aufschlüssen an. Denselben schalten sich hier auch Bänkchen der bekannten grünlichen, tafelförmigen Sandsteine ein. Ueber den Hieroglyphenschichten folgen hierauf ziemlich grobe und minder feste Conglomerate der oberen Kreidestufe, die den höchsten Theil des Menczul zusammensetzen und am

Gipfel des Berges selbst ein nordwestliches, somit anormales Verflächen zeigen (vergl. auch pag. 430). Die Mächtigkeit der oberen Kreidestufe ist hier im Allgemeinen wieder als eine normale zu bezeichnen.

Im Liegenden des oberen Kreidecomplexes treten auf der anderen, d. i. auf der östlichen Seite des Menczul, auf dem Wege zum Prislop, wieder die früheren Hieroglyphenschichten und hierauf die Conglomerate der tiefsten Stufe zu Tage. —

Nach dem bis jetzt Gesagten gliedert sich somit der Kreidecomplex der südlichen Sandsteinmulde des Gebietes im Allgemeinen in zwei aus Sandstein-Conglomeratbildungen bestehende Etagen, die durch eine Zone von Hieroglyphenschichten getrennt werden. Letztere haben wir mit den liegenden Conglomeraten als untere, die über den Hieroglyphenschichten folgenden Sandstein-Conglomerate aber als obere Kreidestufe bezeichnet. Bis jetzt fanden sich nur in der oberen Kreidestufe an einigen Stellen Versteinerungen, und zwar die charakteristische *Exogyra columba* vor und wurde diese Stufe dem Cenoman zugerechnet. Von einer näheren Horizontirung der unteren Kreidestufe muss jedoch vorläufig noch Abstand genommen werden.

In der Entwickelung der oberen Kreidestufe tritt auf der Strecke von SO. im Borsia-Thale, nach NW. bis zum Thale des Vissó insoferne ein Unterschied ein, als die bräunliche Färbung der Sandsteine in der angegebenen Richtung gegen NW. allmälig einer grünlichen platzmacht.

So wurde bereits vorher in dem schmalen Kreidestreifen der oberen Stufe im Trojaga-Gebirge, d. i. am Fagetu, eine grünliche Färbung der Gesteine constatirt. Sowohl an dieser Stelle, wie auch im Gebiete am unteren Vissó-Flusse kommt jedoch diesen Kreidebildungen eine nördlichere Lage zu, als z. B. jenen des Borsia-Thales. Wie wir nun später sehen werden, zeigen in der noch nördlicher gelegenen Zone der Kreidetransgressionen die oberen Kreidebildungen eine fast durchwegs graugrünliche Färbung. Es sind daher diese geringen Unterschiede lediglich nur auf eine quer auf das Streichen eintretende Faciesveränderung der oberen Kreidestufe zurückzuführen.

Eine ähnliche Faciesänderung gelangt in der angegebenen Richtung auch noch in den liegenderen Hieroglyphenschichten zur Geltung. Es nehmen nämlich die massigeren Sandsteinlagen dieser Schichten in der Richtung gegen NW. allmälig eine grünliche Färbung an.

Was schliesslich den Liegendcomplex der Hieroglyphenschichten anbelangt, so nimmt derselbe in der angeführten Richtung von SO. gegen NW. immer mehr an Entwickelung zu. Während derselbe nämlich im Borsia-Thale gar nicht oder nur in einem geringen Masse zum Aufbruche gelangt, erreicht er im Vissó-Thale eine bedeutende Mächtigkeit. Wie schon früher angeführt, dürften speciell die rothen Conglomerate des Vissó-Thales dem tiefsten Kreidehorizonte in der südlichen Sandsteinmulde entsprechen.

Für sich betrachtet, besteht die obere Kreidestufe im ganzen bis jetzt erwähnten Flyschgebiete vorwiegend aus groben Sandsteinen und Conglomeraten. Stellenweise geht dieselbe jedoch in die Exogyra-Sandsteinfacies über, welcher dann gröbere Bildungen gänzlich fehlen. Man könnte daher im ersteren Falle von einer karpathischen und fossilleeren, im zweiten von einer Exogyra-Facies der oberen Kreidestufe

sprechen. Dass jedoch diese beiden Kreidefacies direct in einander übergehen, davon liefern den besten Beweis die Verhältnisse in dem vorher erwähnten Kreidestreifen des Trojaga-Gebirges — in welchem im nordwestlichen Streichen die Exogyrasandsteine allmälig von gröberen fossilleeren Karpathensandsteinen abgelöst werden, welch letztere eben am Fagetu vorherrschen.

In eben nur dieser karpathischen Facies trat uns bis jetzt überall auch die untere Kreidestufe entgegen und sind speciell auch die Hieroglyphenschichten dieser Facies beizuzählen. Wir werden jedoch in der Zone der Kreidetransgressionen bald Schichten begegnen, die mit voller Wahrscheinlichkeit dem Horizonte der Hieroglyphenschichten angehören, denen jedoch Hieroglyphenlagen u. s. w. fehlen, die sich aber andererseits als fossilführend erweisen — so dass annähernd auch die untere Kreidestufe, in diesem Horizonte, zwei verschiedene Facies in dem oben angegebenen Sinne aufweist.

Auffallenderweise — was jedoch gewiss kein Zufall ist — tritt die typische, meist eine schwebende Lage einnehmende Nummulitenformation gerade über Kreidegebilden von der karpathischen Facies auf, während andererseits über den Exogyrasandsteinen ausschliesslich nur die fossilleeren Mergel des Untereocens beobachtet wurden. —

Gleich nördlich von der Kreidemasse des Zólty-Menczul-Gebirges erscheint im Theiss-Thale bei Trebusa eine seichte Sandsteinscholle, die den unteren Lauf des Bieli potok einnimmt und auf der Karte als untere Kreidestufe bezeichnet wurde.

Man sieht hier plattige bis schiefrige, feinglimmerige, graue Sandsteine, die mit mergligen Schiefern in inniger Verknüpfung stehen. Nur ganz untergeordnet machen sich da, so im Bieli potok-Thale selbst, auch festere, kalkhältige strzolkaartige Sandsteine bemerkbar. Am Ostende der Scholle wurden ausserdem im Liegendsten, auf dem zum Mundasz führenden Gebirgsrücken, feste, feine und theilweise sehr kalkreiche Conglomerate bemerkt.

Diese Gebilde, unter denen die plattigschiefrigen Sandsteine und Schiefer (die vielleicht Petrefacten enthalten dürften), vorherrschen, entsprechen petrographisch den Hieroglyphenschichten, insbesondere aber der fossilführenden Schichtfacies desselben Horizontes in der Sojmul-Kreidescholle, welche gleich näher beschrieben werden soll.

Es kann hier anfangs befremden, dass die mergligen Schiefer zum Theile auch in kleinen schollenartigen Partien über dem gesammten Schichtcomplexe (der nebenbei erwähnt fast nirgends eigentliche Aufschlüsse bietet) erscheinen, weshalb man unwillkürlich an die untereocenen Mergel zurückdenkt. Abgesehen jedoch von den oben angeführten Gründen und vor allem der innigen Verknüpfung der Mergel mit den übrigen Sandsteinbildungen, spricht gegen die Möglichkeit, dass man es hier etwa mit Schichten der oberen Kreidestufe und mit kleinen Eocenschollen zu thun hat, auch noch der Umstand, dass wir uns hier mehr gegen die Mitte des krystallinischen Gebirges versetzt sehen, über dem Krystallinischen gegen S., am Zólty, wie auch im N., am Sojmul, unmittelbar nur die Bildungen der unteren Kreidestufe lagern und dass im Allgemeinen von S. nach N., quer über die krystallinische Zone, immer ältere Kreideschichten auftreten, resp. die untere Kreidestufe

immer mehr an Mächtigkeit gewinnt, wie sich dies noch in der Folge deutlicher herausstellen wird.

Eine ganz kleine Scholle von ähnlichen Bildungen kommt dann noch im NO. von Trebusa, am Mundasz-Gebirgskamme vor.

Wie erwähnt, entsprechen die Gebilde der Kreidescholle von Trebusa petrographisch am meisten den unteren Kreideschichten der Sojmul-Scholle, die höher oben im Theiss-Thale, unterhalb von Bocskó Rahó, auf der linken Thalseite auftritt. Wir wollen uns jetzt der letzteren zuwenden, um so mit der Beschreibung der

II. Zone der Kreidetransgressionen

zu beginnen. Wir werden derselben in der entgegengesetzten Richtung, nämlich von NW., von dem Theiss-Thale, nach SO. bis zum Triplex confinium von Ungarn, Galizien und Bukowina und zu der Hauptwasserscheide zwischen dem Borsia-Vissó und dem Bistritz-Flussgebiete (d. i. der östlichen Grenze des aufgenommenen Terrains) folgen.

Die Kreidescholle von Sojmul, Plänerschichten daselbst, Versuch einer näheren Altersbestimmung der Kreidegebilde.

Etwa eine Stunde Weges unterhalb von Bocskó-Rahó erreicht am linken Theiss-Ufer, im Orte Wilchowaty, eine Zone von mittelkörnigen Conglomeraten und meist gröberen Sandsteinen der oberen Kreidestufe, die thalaufwärts dem Verrucano aufruht. Erstere bestehen aus Geschieben von vorwiegend Quarz, dann krystallinischen Schiefergesteinen, worunter man auch ziemlich häufig Fragmente von schwärzlichen Kieselschiefern bemerkt. Die Sandsteine sind massig entwickelt und grau bis graugrünlich gefärbt. (Vergl. pag. 492.)

In ihrem Liegenden folgen flussabwärts dünnschichtige Lagen von grauen, plattigen, bis schiefrigen Sandsteinen, die viel feinen Glimmer führen und meist aus einem so feinkörnig mehligem Sedimentgemenge bestehen, dass sie wohl in den meisten Fällen richtiger schon direct als Schieferbildungen zu betrachten wären.

Diese Schichtzone, in der sich auch einige schlecht erhaltene Exemplare von Versteinerungen vorfanden, denen wir jedoch bald im Streichen (am Sojmul selbst) in grösserer Anzahl und besserer Erhaltung begegnen werden, erinnert in ihrer Gesammtentwicklung am meisten an die vorher vielfach erwähnten Hieroglyphenschichten, die wir stets als das Hangende der unteren Kreidestufe bezeichneten. Es sind hier eben nur die festeren Hieroglyphensandsteine durch mehr schiefrige Bildungen vertreten, nachdem bereits früher auf die innige Verknüpfung von Schiefer und plattigen Sandsteinen in den Hieroglyphenschichten selbst, hingewiesen wurde (pag. 462).

Im Liegenden dieser Schichtzone treten hierauf flussabwärts immer dickschichtigere Lagen auf. Es sind dies graue bis etwas graubläuliche, feste und kalkhältige Sandsteine, die stellenweise auch etwas grobkörniger entwickelt sind und die mit einzelnen Lagen von festen, sandigen Kalksteinen und von feinen, festen Kalk-Quarzconglomeraten (in denen man nur selten etwas grössere Fragmente von krystallinischen

Schiefern bemerkt) abwechseln. Die Sandsteinbildungen zeigen auch nicht selten Kalkspathadern und erinnern dieselben überhaupt an den bekannten Sandsteintypus des karpathischen Neocoms, wie derselbe z. B. unter der Bezeichung der Teschner Strzolka bekannt ist und wie wir ihn später auch in unserem Gebiete, u. z. in der nördlichen Sandsteinzone in grosser Verbreitung antreffen werden.

Der grosse Kalkgehalt der in Rede stehenden Bildungen veranlasst hier stellenweise, im Thale selbst, Kalktuffablagerungen. Letztere führen zahlreiche Pflanzenreste von Laubbäumen der Gegenwart. Es fanden sich da förmliche Schichten von versteinerten Blättern, insbesondere der *Alnus incana* u. s. w. vor, die noch ganz deutlich ihre ursprüngliche Structur erkennen lassen. Es erinnern diese Vorkommen an die künstlichen Versteinerungen im Karlsbader Sprudelstein.

Die erwähnten tieferen Kreideschichten, in deren Liegenden flussabwärts wieder Verrucano in einer schmalen Zone erscheint, treten auch in der östlichen Streichfortsetzung und auf der Südseite der Sojmul-Kuppe zu Tage, woselbst man von oben nach unten folgenden Schichtwechsel beobachtet.

Die Kuppe selbst nehmen die bekannten Sandstein-Conglomerate der oberen Kreidestufe ein. Unter diesen folgt auf der genannten Südseite in einem bewaldeten Terrain, ähnlich wie vorher im Theiss-Thale, eine Zone von schiefrig-sandigen Gebilden, die auch hier nach unten, gegen das Liegende, mit den vorher erwähnten massigeren Sandstein- und Kalkbildungen, sowie feineren Conglomeraten in Verbindung treten.

In der Zone der schiefrig-sandigen Bildungen, welche nur in einem reichlichen Schutte vorliegen, fanden sich nun ziemlich zahlreiche Exemplare von cenomanen Versteinerungen vor, die von Herrn Vacek freundlichst näher untersucht wurden und folgende Species umfassen:

Exogyra plicatula Lamk.,
Exogyra columba Lamk.,
Turritella multistriata Reuss.,
Inoceramus striatus Maut.,
Vola sp. aff. qninquecostata Sow. — und ausserdem noch einige audere, nicht näher bestimmbare Formen.

In diesen Schichten (Inoceramenschichten), die ihrer Fauna nach dem Pläner von Strehlen entsprechen, kommt somit auch die *Exogyra columba* vor, welche wir bis jetzt stets nur in einem höheren Horizonte. d. i. in der „oberen Kreidestufe" (Exogyrasandsteine) angetroffen haben. Während sie jedoch in der letzteren eine viel grössere Verbreitung und überhaupt ihre eigentliche Heimat findet, tritt sie hier im Vergleiche zu den anderen Species nur sporadisch auf. Wir werden sie auch bald in der, der oberen Kreidestufe zugezählten Sandsteinscholle von D. Ghilu, und zwar, wie dies stets der Fall zu sein scheint, in tieferen Lagen derselben in grosser Menge und nur für sich allein, wie auch letzteres in dieser Stufe meist Regel ist, vorfinden.

Umgekehrt greift von den übrigen Species der Inoceramenschichten keine einzige in die Exogyrasandsteine hinauf. Letztere sind somit ihrer Fauna und Lage nach als die obere Etage des Pläners zu betrachten und wurden dieselben bereits früher mit dem Orlower Sandstein der Cenomanstufe parallelisirt.

Im Liegenden der Inoceramenschichten, resp. der tieferen kalkhältigen Sandsteinbildungen, welche das Liegende von ersteren einnehmen, treten aber auf der Südseite des Sojmul noch feste Breccienconglomerate auf, die meist roth gefärbt sind. Dieselben sind auch in dem oberen Thaleinrisse des von Sojmul nach SW. abfliessenden Baches, der gleich oberhalb der mit 409 Meter markirten Thalsohlhöhe der Theiss in die letztere einmündet, in mächtigen Blöcken zu beobachten. Sie entsprechen den bekannten rothen Conglomeratbildungen des untersten Kreidehorizontes in den Vissó- und Bystry-Thälern.

Nach dem Gesagten gliedert sich somit die Kreidescholle von Sojmul in die nämlichen Schichtetagen, wie der Kreidecomplex in der südlichen Sandsteinmulde, und nehmen hier z. B. die Inoceramenschichten dieselbe Lage ein, wie dort die Hieroglyphenschichten. Nachdem sich nun auch in petrographischer Beziehung die einzelnen Etagen, so die oberen und unteren Sandstein-Conglomeratbildungen von hier und dort direct mit einander vergleichen lassen und bekanntlich auch die fossilführenden Schichten von Sojmul mehrfache Anklänge an die Hieroglyphenschichten (karpathische Facies) der südlichen Sandsteinmulde bieten — so kann jetzt auf Grund des Vorkommens der obenerwähnten Petrefacten am Sojmul, auch eine nähere Altersbestimmung der Kreidegebilde, die wir überhaupt bis jetzt im Gebiete angetroffen haben, versucht werden.

Die hangenden Sandstein-Conglomerate, welche vorher im Allgemeinen als die „obere Kreidestufe“ bezeichnet wurden, sind nun dem oberen Pläner zuzuzählen, da dieselben in dem einen Falle, am Sojmul, unmittelbar auf den Inoceramenschichten lagern, in anderen Fällen dagegen direct durch die Exogyrasandsteine vertreten werden.

Der unteren Etage des Pläners gehören dann, nach den Verhältnissen am Sojmul zu schliessen, die Hieroglyphenschichten an, welche wir früher bereits in die „untere Kreidestufe“ verlegten.

Wie wir nun sehen, scheint die in dieser Abhandlung in Anwendung gebrachte Trennung der Kreideformation einigermassen unnatürlich, indem die Exogyrasandsteine, resp. ihre fosilleeren Aequivalente als „obere Stufe“ — von den Inoceramenschichten, resp. ihren Vertretern, den fossilleeren Hieroglyphenschichten geschieden und letztere noch ausserdem mit den älteren Kreidegebilden vereinigt werden. Wie dies jedoch auf pag. 463 dargelegt wurde, ist dieser Vorgang durch die petrographische Entwicklung der Kreidegebilde geboten, da letztere im Ganzen genommen doch schliesslich den wichtigsten Ausschlag gibt und auch allein nur als Basis für eine karthographische Eintheilung der Kreideformation im Gebiete benützt werden kann. Es sind hier eben in der Natur wohl überall die oberen Sandstein-Conglomerate von den Hieroglyphenschichten, nicht aber auch umgekehrt letztere von den noch liegenderen Kreidegebilden petrographisch abzugrenzen. Dass diese petrographische Wendung im Bereiche des Pläners selbst und nicht etwa in dessen Liegenden, wo allem Anscheine nach (wie wir dies bald näher motiviren wollen), eine viel ältere Kreidestufe zu vermuthen ist — eintritt, ist immerhin auffallend. Würde man übrigens die angewendete Trennung aufgeben, dann müsste man auch überhaupt von jedweder Eintheilung der Kreideformation in kartho-

graphischer Beziehung absehen. Wir wollen daher auch fortan bei der allgemeinen Trennung des Kreidecomplexes in eine „obere“ und „untere Stufe“ verbleiben.

In den bis jetzt beschriebenen Kreidecomplexen des Gebietes ist somit mit Bestimmtheit die obere Kreideformation und zwar die obere Cenomanstufe derselben (Pläner) vertreten. Mit einiger Sicherheit kann man ferners annehmen, dass die jüngeren Stufen der oberen Kreideformation fehlen, indem die „oberen“ Sandstein-Conglomerate überall einen einheitlichen und auch keinen allzu mächtigen Complex bilden und andererseits häufig von untereocenen Kalkbildungen, und zwar stets in analoger Weise, überlagert werden.

Dagegen liegen keine sicheren Anhaltspunkte vor, wohin die liegenderen Schichten der Kreidecomplexe zu stellen sind, ob dieselben nämlich noch ausschliesslich dem Cenoman, und zwar der unteren Stufe desselben, oder zum Theile dieser, zum Theile schon älteren Kreidestufen, oder aber ausschliesslich nur letzteren angehören. So haben wir vorher am Sojmul gleich im Liegenden der Inoceramenschichten kalkhältige Sandsteinbildungen angetroffen, die petrographisch am meisten dem bekannten neocomen Sandsteintypus der Karpathen entsprechen. In der nördlichen Sandsteinzone werden wir nun im Liegenden der Hieroglyphenschichten, welche dem Horizonte der Inoceramenschichten entsprechen, einen einheitlichen Schichtcomplex beobachten, der zum grossen Theile durch ähnliche, sehr typische und allem Anscheine nach sicher neocome Sandsteine charakterisirt erscheint. Aehnlich wie hier ist auch dort dieser Liegendcomplex nicht weiter auseinander zu halten und hat es daher allen Anschein, als würde derselbe hier wie dort entweder ganz dem unteren Cenoman, oder ganz dem Neocom angehören. Wahrscheinlicher ist jedoch das letztere, somit, dass in den Kreidezonen des Gebietes nur die obere Cenoman- und die Neocomstufe vertreten sind. Aus Mangel an sicheren Anhaltspunkten, sowie aus den vorher angegebenen Gründen, wurden auf der Karte die unteren Plänerschichten (Hieroglyphenschichten) mit den liegenden Kreidecomplexen vereinigt und zusammen als „untere“ Stufe benannt. Eine Bezeichnung der Hieroglyphenschichten mit der für die obere Kreidestufe gewählten Farbe würde übrigens, in Anbetracht der ziemlich geringen Mächtigkeit dieser Schichten, keine grössere und überhaupt keine wesentliche Aenderung in der Verbreitung der beiden Kreidestufen auf der Karte zur Folge haben.

Schliesslich wäre noch zu betonen, dass die am Sojmul das Liegende der Inoceramenschichten einnehmenden kalkhältigen Sandsteinbildungen einen deutlichen Uebergang von der unteren Kreidefacies der südlichen Sandsteinmulde, zu jener der später zu beschreibenden Nordzone darstellen und dass andererseits in den übrigen Schollen der Zone der Transgressionen — in denen man sonst die nämliche Gliederung der Kreidegebilde beobachtet wie am Sojmul (obere Sandstein-Conglomerate, Hieroglyphenschichten, untere Sandstein-Conglomerate) — die unteren Kreideschichten mehr jenen der südlichen Sandsteinmulde entsprechen, indem wir in denselben nirgends Kalkbildungen und in den Sandsteinen keine Calcitausscheidungen antreffen werden.

Kreidescholle des Bardeu (Pietrosu)-Pecialu.

Durch das ganze Ruszpolyanaer Gebirge getrennt, erscheinen erst weit im SO., im Riu Vaser-Czeremosz-Gebiete, Kreideschollen und zwar in grösserer Anzahl und stellenweise in bedeutender Mächtigkeit. Man begegnet hier zuerst der mächtigen Kreidescholle des Bardeu (Pietrosu)-Pecialu, die man, dem von Ruszpolyana nach O. führenden Ronya-Gebirgsrücken folgend, nach einem mehrstündigen Marsche erreicht.

Auf dem genannten Ronya-Rücken trifft man nach einiger Zeit auf eine Scholle von plattigen, theilweise roth gefärbten, untereocenen Mergelkalken, die mit jenen, welche gleich tiefer unten im Bargyi-Thale ihre Verbreitung finden, identisch sind (pag. 483).

Gegen O. am Ronya-Rücken fortschreitend, verquert man dann noch mehrere schmale Streifen von ähnlichen Mergeln, in deren Liegendem schliesslich auch wenig mächtige Complexe von feinkörnigen festen und gelbbräunlich verwitternden Sandsteinen (die an den Exogyrasandstein erinnern und mit dünnen Zwischenlagen von Schieferbildungen wechseln) und von feineren Conglomeraten der oberen Kreidestufe zum Vorschein kommen.

Alle diese Schollen liegen, ähnlich wie auch die höher folgende mächtige Pecialu-Bardeu-Kreidescholle, unmittelbar dem krystallinischen Grundgebirge auf.

Die letztgenannte mächtige Scholle bietet an ihrem Westrande, wo der Ronya-Rücken endet, folgenden Schichtwechsel:

Zu unterst sieht man feste Conglomerate, die sehr vorwiegend aus Quarzgeschieben bestehen, wie wir bereits ähnliche Conglomerate in der unteren Kreidestufe im Vissó-Thale, unterhalb der Thalsohlhöhle 361 Meter (pag. 489), angetroffen haben und bald am Bardeu in grösserer Mächtigkeit wiederfinden werden. Ueber ihnen folgt höher eine Zone von Hieroglyphenschichten, die nur mangelhafte Aufschlüsse bieten und über letzteren ein Complex von Conglomeraten und gröberen Sandsteinen der oberen Kreidestufe. Im Hangenden des oberen Kreidecomplexes begegnet man hierauf an einer Stelle einem ganz kleinen Vorkommen von untereocenen Mergeln, die jedoch immerhin für eine Orientirung in diesen an und für sich schwer zu deutenden Sandsteinmassen einen wichtigen Fingerzeig abgeben.

Im weiteren Verfolge des Gebirgskammes gegen O., begegnet man wieder dünnschichtigen Lagen, die allem Anscheine nach einem Aufbruche von Hieroglyphenschichten entsprechen und über welchen gleich weiter östlich die früheren Conglomerate und Sandsteine der oberen Kreidestufe folgen. Letztere beherrschen dann ununterbrochen den langen Gebirgskamm, vom Pecialu bis Bardeu (Pietrosu), und erscheinen überall, insbesondere aber die Conglomeratbildungen, in undeutlichen Bänken und sehr massig entwickelt.

Aehnlich wie in früheren Fällen, bestehen auch hier die oberen Conglomerate aus Geschieben von Quarz und krystallinischen Schiefergesteinen, worunter auch Kieselschiefer vorkommen. Kalkeinschlüsse scheinen jedoch in denselben zu fehlen oder nur untergeordnet aufzutreten. Insbesondere in hangenderen Lagen (Pecialu 1729 Meter) bestehen sie stellenweise aus einem ziemlich groben Geröllmateriale. Die mit den Conglomeraten in inniger Verknüpfung stehenden graugrünlich gefärbten,

ziemlich glimmerreichen und vorwiegend grob- bis mittelkörnigen Sandsteine, zeigen nicht selten eine Tendenz zum Zerfallen in grosse pflastersteinförmige Platten.

Auf dem Pecialu-Lutosa-Rücken bilden diese Conglomerate und Sandsteine an vielen Stellen kleinere und grössere Felspartien von theilweise eigenthümlichen, an plumpe Götzenstatuen erinnernden Verwitterungsformen. Von diesen Verwitterungsformen wird noch in Kürze bei der Beschreibung von oberen Kreidebildungen des Ihniatiasa-Zuges, in welchem dieselben ihre grösste Mächtigkeit erreichen, eine nähere Erwähnung geschehen.

Weiter gegen O. macht sich in den Conglomeratbildungen insoferne eine allmälige Aenderung geltend, als dieselben am Bardeu, und zwar sowohl auf dessen Ost- wie auch Südseite sehr vorwiegend aus Quarzgeschieben bestehen und ein festeres Gefüge aufweisen, wodurch sie an die bekannte Varietät der unteren Kreideconglomerate erinnern. Es bedingt dies auch eine abweichende Gebirgsform, indem im Gegensatze zu dem langen Pecialu-Kamme, der Bardeu eine abgerundete und ziemlich steil nach allen Seiten abfallende Kuppe darstellt, die auch trotz ihrer felsigen Beschaffenheit mehr glatt ist und solcher Felsbildungen, die sich über die allgemeinen Umrisslinien der Kuppe erheben würden, entbehrt.

Im Liegenden dieser Conglomeratmassen der Bardeu-Kuppe wurden, ähnlich wie vorher am Pecialu, an mehreren Stellen Hieroglyphenschichten beobachtet. So sieht man dieselben zum Beispiel auf dem südwestlichen Fusse der genannten Kuppe, auf dem Sattel, der nach S. zum Munte Banitia führt, woselbst sie unmittelbar den krystallinischen Gesteinen aufruhen und von wo sie in einer schmalen und allmälig verschwindenden Zone nach O. und andererseits nach W. ziehen. Die plattigen Sandsteine erscheinen hier sehr feinkörnig entwickelt und übergehen auch vielfach in Schieferbildungen, so wie überhaupt die Hieroglyphenschichten von da mehr das Aussehen einer Schieferzone besitzen und an die Inoceramenschichten von Sojmul erinnern. Die plattigen Sandsteine führen hie und da auch kleine Reste von verkohlten Pflanzen, die man überhaupt in den Gebilden der Hieroglyphenschichten nicht selten beobachtet.

Ueber den dünnschichtigen Lagen, die am Sattel, in kleinen Aufschlüssen blossgelegt, eine rasch wechselnde Einfallsrichtung zeigen und schliesslich nach NO. verflächen, folgen die erwähnten oberen Conglomerate (Taf. VII, Fig. 2), unter denen dann weiter nördlich, auf der Nordseite des Sattels, der den Bardeu mit der Lutosa verbindet, wieder Hieroglyphenschichten und zwar in einer sehr typischen Entwicklung vorkommen.

Letztere zeigen hier vielfach kleinere Verwerfungen und eine unbeständige Richtung des Verflächens, als wären sie bei der Gebirgshebung zusammengepresst worden. Man sieht feinglimmerige Schiefer und plattige Sandsteine, welch letztere ebenfalls reich an feinem Glimmer sind, stets der Calcitausscheidungen entbehren (pag. 462) und nicht selten Hieroglyphen und feinere verkohlte Pflanzenreste führen. Einzelne Gesteinsstücke insbesondere zeigten sehr charakteristische, etwas gekrümmte, wurmförmige, dann gerade stengelchenförmige, z. Th. aber auch verzweigte und ausserdem knopfförmige Hieroglyphen.

Die plattigen Sandsteine und Schiefer sind, wie dies sonst Regel ist, grau bis etwas dunkler gefärbt. Sie wechseln hier nach unten mit dünnbankigen massigeren Sandsteinen ab, die grünlich gefärbt sind und meist in schön tafelförmige Platten zerfallen — ganz so wie dies vorher in den Hieroglyphenschichten des Vissó-Thales der Fall war (pag. 489). Noch mehr gegen das Liegende prävaliren dann immer dickbankigere Sandsteine, bis sich schliesslich ein sehr massiger Sandstein entwickelt, der grau bis etwas grünlich gefärbt ist, in mächtige Blöcke zerfällt und allmälig in feste Conglomerate übergeht, welch letztere dann das ganze Bukowinka-Thal bis zur nördlichen Kreidegrenze einnehmen. Die letzteren Conglomerate sind von mittlerem Korne und bestehen vorwiegend aus Quarzgeschieben.

Hieroglyphenschichten wurden noch ausserdem auf der Nord-Ostseite des Bardeu, auf dem zum Kristina-Berge führenden Rücken beobachtet. Dieselben scheinen überhaupt auch in den Schollen der Kreidetransgressionen stets einen wohl markirten Horizont zu bilden, der die hangenden Conglomerat- und Sandsteinmassen von den liegenden trennt.

Die liegenden Sandstein-Conglomerate, welche im Bukowinka-Thale eine grosse Verbreitung finden, erscheinen noch auf der Ostseite des Bardeu, wo sie in mächtigen bis 2 Meter und darüber grossen Blöcken herumliegen. Es ist jedoch im Allgemeinen die Neigung zum grobklotzigen Zerfallen allen massigen Bildungen der unteren wie oberen Kreidestufe eigen.

Die ganze Pecialu-Bardeu-Scholle liegt ziemlich flach dem krystallinischen Gebirge auf, indem ihr Rand Höhen berührt, die relativ nur wenig unter einander differiren. Was schliesslich die allgemeine Einfallsrichtung anbelangt, so scheinen die Schichten am Pecialu vorwiegend nach SW., am Bardeu dagegen nach NO. zu verflächen.

Kreideschollen von Kristina, Suligul und Luston; der Pirie-Ihniatiasa-Kreidezug.

Südöstlich von Bardeu theilt sich die Zone der Kreidetransgressionen in zwei Züge, von welchen der nördlichere die Schollen der Kristina, des Suligul, Luston und die mächtige Kreidemasse des Pirie-Ihniatiasa-Zuges umfasst; der südlichere Zug dagegen über Ghilu, im Trojagaer Gebirge, auf das Ciarcanu-Gebirge hinüberstreicht.

Die ersterwähnten Kreideschollen, welche die Kuppen der Kristina-Suligul- und Luston-Berge zusammensetzen, bestehen aus den bekannten oberen Conglomeraten und Sandsteinen (Pecialu-Bardeu), welche von schmalen Zonen von Hieroglyphenschichten unterteuft werden. Letztere, die schon unmittelbar dem älteren Gebirge auflagern, sind nur selten im Schichtverbande anzutreffen; auch werden sie häufig vom gröberen Schuttmateriale der hangenden Conglomerate und Sandsteine verdeckt. Sie bestehen aus den bekannten plattigen Sandsteinen, in denen niemals Calcitausscheidungen erscheinen und die hie und da feinere verkohlte Pflanzenreste und meist undeutliche wie verwischte Hieroglyphen zeigen; ausserdem aus Schiefern. Häufig sind die plattigen Sandsteine so feinkörnig und fast mehlartig entwickelt, dass sie vielleicht richtiger schon als Schiefer zu bezeichnen wären, wie wir auch bereits vorher, auf der Südseite des Bardeu, Hieroglyphenschichten in einer ähnlichen schiefrigen Facies angetroffen haben.

Von den kleinen Kreideschollen, welche südlich von Vrf Suligul auf dem Gebirgsrücken der zur Suliguli-Quelle führt lagern, geschah bereits im I. Abschnitte Erwähnung.

In dem mehrfach citirten Aufsatze von v. Alth (l. c. pag. 11) wird von dem „groben Sandsteinconglomerat, welches auch die Alpe Suligul zusammensetzt" und welches von v. Alt vermutheterweise dem Neocom zugerechnet wird, erwähnt. Dieser Deutung kann ich jedoch nicht beistimmen (vgl. auch pag. 477).

Die mächtige Kreidedecke des Pirie-Ihniatiasa-Zuges setzen ebenfalls weit vorwiegend Conglomerate und Sandsteine der oberen Stufe zusammen, welche hier wohl ihre grösste Verbreitung finden.

An ihrer Basis treten längs dem Süd-Westrande der Kreidedecke Hieroglyphenschichten zum Vorschein, die hier jedoch nur eine unterbrochene Zone bilden, indem stellenweise die oberen Conglomerate unmittelbar auf dem alten Gebirge ruhen, wie man dies z. B. sehr deutlich auf der Südseite der Ihniatiasa (Fatia Banului) sehen kann.

Das Liegende der Hieroglyphenschichten dagegen, d. i. die unteren Conglomerate und Sandsteine, scheinen hier (wie auch in den oben erwähnten Schollen) gänzlich zu fehlen, oder doch nur eine ganz geringe Mächtigkeit zu erreichen. So folgen z. B. auf dem westlichen Zweigrücken der Ihniatiasa (1762 Meter), über der krystallinischen Kalkzone, zuerst Conglomerate in geringerer Mächtigkeit, die jedoch nur in Blöcken herumliegen, hierauf die bekannten grünen, in schön tafelförmige Platten zerfallenden Sandsteine, welche gleich höher im Hangenden mit Hieroglyphenschichten in Verbindung treten. In Folge mangelhafter Aufschlüsse kann nun nicht mit Bestimmtheit gesagt werden, ob die ersterwähnten Conglomerate hier wirklich die untere Stufe repräsentiren, oder aber nur hieher heruntergerollt sind und der oberen Stufe der Kreide angehören. Auch habe ich andererseits diese Gegend im Anfange meiner geologischen Excursionen begangen, wo ich über die nähere Gliederung der Kreide noch nicht ganz im Klaren war. Jedenfalls beobachtete ich im nordwestlichen Streichen von hier — so am Coman, Purului — an der Basis der Kreidedecke nur Hieroglyphenschichten.

Auf dem erwähnten Zweigrücken der Ihniatiasa, fanden sich in der Hieroglyphenzone plattige Sandsteinstücke mit feinen und charakterischen Hieroglyphen vor.

Ueber den Hieroglyphenschichten folgen auf diesem Zweigrücken — wie auch überhaupt auf der ganzen Strecke längs dem Süd-Westrande der Ihniatiasa-Kreidedecke — sehr dick und undeutlich bankige Conglomerate der oberen Stufe. Diese bestehen aus Geschieben von Quarz, krystallinischen Schiefergesteinen, worunter auch häufig Kieselschiefer vorkommen und ausserdem aus Kalkbrocken, die hier wieder ziemlich häufig auftreten (Westseite der Ihniatiasa). Die Conglomerate sind stellenweise sehr grobkörnig entwickelt, übergehen jedoch andererseits vielfach in graugrünlich gefärbte, ziemlich glimmerreiche, grob- bis mittelkörnige Sandsteine. Letztere sind ebenfalls sehr massig entwickelt und nur in selteneren Fällen deutlicher geschichtet, wo sie dann meistens die Tendenz zum Zerfallen in dicke pflastersteinförmige Platten zeigen.

Die Conglomerat-Sandsteinbänke des Ihniatiasa-Kreidezuges verflächen sanft nach NO. und entspricht der steile Südwestrand der Kreidedecke ihrem mächtigen Schichtkopfe. Der obere Rand des Schichtkopfes, der auf der ganzen Strecke die Hauptwasserscheide und die Landesgrenze bildet, stellt eine lange und annähernd horizontale Linie dar, die hie und da durch einzelne, nur wenige Meter emporragende Felspartien unterbrochen wird. Insbesondere von Weitem gesehen (z. B. von der Baitia im Bardeu-Zuge), bietet dieses Gebirge deshalb einen ganz eigenthümlichen Anblick, der schon im Vorhinein auf einen plateauartigen Bau desselben schliessen lässt. Es fällt auch die Kreidedecke, von der Wasserscheide gegen NO., mit auffallend flachen und glatten Gehängen ab. Letztere werden von ausgedehnten Alpenwiesen und Krummholzbeständen, die stellenweise mit Hochmooren im Vereine stehen, eingenommen. Insbesondere auf der Palenica nehmen die Hochmoore grosse Flächen ein. Dieselben bilden auch überhaupt das eigentliche grosse Wasserreservoir, das die vielen, beinahe nach allen Weltgegenden abfliessenden Bäche speist. Es ist diese Gegend auch als der wahre Herd von Nebelbildungen zu bezeichnen und zur Nebelzeit kann man da tagelang herumirren. Auf den weiten Flächen erhebt sich nur hie und da eine kleinere Felsgruppe, oder auch nur ein grösserer Gesteinsblock.

Wie dies schon vorher am Pecialu erwähnt wurde, zeigen die oberen Kreidebildungen häufig eigenthümliche Verwitterungsformen, die man nun insbesondere hier häufig beobachtet. Dieselben erinnern annähernd z. Th. an breite, niedrige Kamine, die aus übereinander gelegten Platten bestehen, z. Th. an plumpe Figuren, die sich in der stillen weiten Einöde, ganz geheimnissvoll, sphynxartig erheben.

Auf dem entgegengesetzten, nordöstlichen Rande der Kreidedecke treten im Czeremosz-Thale und dessen Nebenthälern, im Liegenden der oberen Conglomerat- und Sandsteinbildungen, wieder die unteren Kreideschichten zum Vorschein. So trifft man in dem Zweigthale des oberen Czeremosz-Flusses, das den Ostrand des Baltagon-Gebirgsrücken berührt (unterhalb der Waldgrenze und vor Erreichung des von Komanowe kommenden Zweigarmes) im Liegenden der oberen Conglomerat-Sandsteine zuerst typische Hieroglyphenschichten im Schichtverbande an, die flach nach SW. einfallen. Dieselben wechseln nach unten mit den bekannten dünnbankigen grünen Sandsteinen ab, die in schön tafelförmige Platten zerfallen. Noch mehr gegen das Liegende, bachabwärts, entwickeln sich immer massigere Sandsteine und aus diesen schliesslich Conglomerate, welch letztere dann das Thal bis zum Rande der krystallinischen Zone beherrschen.

Es kommen somit auf dieser Seite der Ihniatiasa-Kreidedecke auch die unteren Sandsteine und Conglomerate zum Vorschein, wie dies auch auf der Nordseite Bardeu-Scholle der Fall war.

Wir wenden uns jetzt dem südlicheren Zuge der Kreidetransgressionen zu.

Kreide-Eocenscholle von D. Ghilu.

Dem Streichen nach, gehört diesem südlicheren Zuge auch der südöstlich von Bardeu sich erhebende Kreiderücken des Fagetu an,

welcher jedoch, wie dies vorher dargelegt wurde, keine Scholle bildet, sondern mit der schmalen, fossilführenden Kreidestufe, die gegen SO. bis in die Nähe von Borsabánya streicht — und somit überhaupt mit dem Kreide-Tertiärbecken von Borsa in directer Verbindung steht.

In einem annähernd ähnlichen Verhältnisse verbleibt nun, wie dies jetzt noch nachträglich zu erwähnen wäre, auch die Kreidescholle des Bardeu zu dem Kreide-Tertiärbecken von Ruszpolyana, indem die kleinen Kreide-Untereocen-Schollen, welchen wir vorher am Ronya-Rücken begegneten, eine gewisse Zusammengehörigkeit der ersteren mit den letzteren andeuten. Der Umstand, dass die genannten Schollen am Ronya-Rücken vorwiegend aus untereocenen Ablagerungen bestehen und denselben andererseits jüngere Bildungen gänzlich fehlen, spricht dafür, dass gerade in der untereocenen Zeit, resp. nach ihrem Schlusse, eine allgemeine stärkere Gebirgshebung, wenigstens in gewissen Gebietsstrichen, eintrat. Es stimmt damit auch die schon früher betonte Erscheinung überein, dass die untereocenen Ablagerungen, insbesondere von der Nummulitenkalkfacies, in der Mehrzahl der Fälle eine schwebende Lage einzunehmen pflegen und im Allgemeinen dem normalen Schichtverbande sozusagen zu entschlüpfen trachten.

Es wurde vorher bei der Beschreibung des Fagetu-Rückens erwähnt, dass daselbst neben Conglomeraten Sandsteine vorherrschen, welch letztere meist eine graugrünliche Färbung zeigen, während in dem vom Fagetu nach SO. sich abzweigenden Kreidestreifen der südlichen Sandsteinmulde die Sandsteine fast stets mehr oder weniger licht- oder gelbbräunlich gefärbt sind, wie dies eben im östlicheren Theile der Sandsteinmulde in der Kreideformation Regel ist. Da nun in dem nördlicheren Zuge der Kreidetransgressionen (der die Schollen von der Ihniatiasa bis zum Bardeu umfasst), sowie in der im Streichen gelegenen Sojmul-Scholle und in der Kreidemasse des Menczul im Vissó-Thale, die Sandsteine und feineren Conglomerate der oberen Stufe stets eine graugrünliche Färbung zeigen (was daselbst zum Theile auch der unteren Stufe zukommt) und andererseits in dem genannten Streichen auch die Hieroglyphenschichten im Allgemeinen eine typischere Entwicklung erreichen, so ist anzunehmen, dass, wie dies bereits früher betont wurde, quer auf das Streichen, d. i. von der südlichen zu den nördlicheren Kreidezonen des Gebietes, die Kreidegebilde einer leichten Faciesänderung unterliegen.

Eine sozusagen vermittelnde Stelle nehmen in dieser Beziehung die Sandstein-Conglomeratbildungen des Fagetu ein, wie dies nun auch in der weiter im SO. gelegenen Kreidescholle des D. Ghilu der Fall ist (Taf. VII, Fig. 1).

Es treten dort nämlich, anscheinend jedoch nur stellenweise und in hangenden Lagen der im Allgemeinen flach nach NO. einfallenden und vorwiegend ganz glatt begrasten Kreidescholle, grünliche und ziemlich glimmerreiche Sandsteine auf, während sonst der Hauptmasse nach die Scholle aus bräunlich verwitternden, festen und kalkarmen Sandsteinen, die stellenweise in feinere Conglomerate übergehen und längs dem Südrande der Kreidescholle hie und da Aufschlüsse bieten, besteht.

In den Aufschlüssen sieht man meist folgenden Schichtwechsel. Zu unterst ziemlich massige Sandsteine, nach oben gewöhnlich dünnbankigere Lagen, denen sich dann untergeordnet auch Schieferbildungen einschalten. Ueber letzteren folgen hierauf wieder massigere Sandsteine.

Die erwähnten dünnschichtigeren Lagen erinnern einigermassen an die Hieroglyphenschichten, mit welchen sie indess nicht zu verwechseln sind, indem die ganze D. Ghilu-Sandsteinscholle mit voller Sicherheit als obere Kreidestufe in dem bekannten Sinne zu bezeichnen ist und dieselbe speciell dem Orlower Sandstein (oberer Pläner) entspricht. Es fanden sich nämlich auf zwei entgegengesetzten Randstellen dieser Scholle in den liegendsten Sandsteinen Exemplare von *Exogyra columba Lamk.* vor. Die eine von diesen Stellen befindet sich im obersten Bacheinrisse des Par. Mori, auf dem Südwestgehänge des Netedu in fatie, die andere direct nördlich von dort bei der Höhe 1543 Meter. An ersterer Stelle fanden sich in einem grobkörnigen Sandsteine nur wenige und wie verkrüppelte Exemplare, an letzterer dagegen in einem feinkörnigen Sandstein (pag. 465), der nur im Schutte vorliegt, sehr zahlreiche und gut erhaltene Exemplare der *Exogyra columba* vor.

Da ausserdem über dem gesammten Sandsteincomplexe der Ghilu-Scholle, der auch im Allgemeinen nur eine relativ geringe Mächtigkeit aufweist, an mehreren Stellen untereocene Kalkbildungen auftreten, so ist derselbe direct mit dem durch das Eruptivgebirge der Trojaga getrennten Kreidestreifen (oberer Pläner), der vom Fagetu bis nach Borsabánya reicht, zu parallelisiren. Auch wurden bereits vorher aus dem oberen Kreidecomplexe des Borsia-Thales ähnliche dünngeschichtete Lagen erwähnt (pag. 463).

Die genannten eocenen Kalkbildungen setzen eine Anzahl von niedrigen Felsen zusammen, die sich inselartig und in einer zonenförmigen Anordnung über der cretacischen Sandsteinscholle erheben. Es sind dies vorwiegend schiefrige Mergelkalke und nur in wenigeren Fällen dickbankige, dichte Kalke mit stellenweise ziemlich zahlreichen Nummuliten. Letztere erscheinen in liegenderen Partien meist ganz dunkel gefärbt und sind durch Aufnahme kleiner Fragmente von krystallinischem, grüngefärbtem Schiefer und einer grösseren Menge von eckigen Quarzstückchen fein conglomeratartig entwickelt. Durch Herauswittern verursachen die Quarzstückchen mitunter höckerig-rauhe Oberflächen und es erinnern dann die Kalksteine an ähnliche Varietäten der viel älteren Formationen, wie dies schon früher erwähnt wurde.

Eine grössere Partie von Nummulitenkalkbänken erhebt sich z. B. in der Mitte des Kreiderückens bei 1620 Meter, dann am Ostende der Kreidescholle bei 1394 Meter.

Die zwischen diesen beiden Kalkvorkommen auftretenden untereocenen Schollen, die sich in eine von der Kammhöhe 1503 Meter des D. Ghilu nach NW. streichende Zone anordnen, bestehen dagegen aus den erwähnten plattigen, grau oder auch grünlich und roth gefärbten Mergelkalken. Da letztere mit den Nummulitenkalkschollen über einer und derselben Kreideplatte lagern und ausserdem hier deutliche Uebergänge zwischen den einen und den anderen zu beobachten sind, so unterliegt es keinem Zweifel, dass dieselben insgesammt einem und demselben Horizonte, d. i. dem untersten Eocen, angehören und die

Mergelkalke nur als eine Faciesbildung der Nummulitenformation zu betrachten sind, wie dieser Ansicht bereits früher bei der Beschreibung der Randbildungen der Tertiärbecken von Borsa und Ruszpolyana gefolgt wurde.

Zum Schlusse der Betrachtungen über die Ghilu-Scholle wäre noch zu erwähnen, dass dieselbe der Hauptmasse nach dem krystallinischen Grundgebirge aufruht und sich dieselbe nur im SW., und zwar unmittelbar an das Trojagaer Eruptivgebirge anlehnt. Sie wird ausserdem an einigen Stellen von kleinen Andesitkuppen durchbrochen, die, wie es vorläufig betont werden soll, meistens in nächster Nähe von untereocenen Kalkfelsen auftreten. Ein directer Contact der Eruptivgesteine mit den cretacischen, resp. eocenen Gebilden wurde jedoch nirgends beobachtet und wurden in den Sandsteinen an den betreffenden Stellen auch niemals irgend welche Contacterscheinungen bemerkt.

Kreide- und Eocengebilde auf der La Fintina Stancului und im Ciarcanu-Gebirge.

Im südöstlichen Streichen von der Ghilu-Scholle begegnet man Kreidegebilden erst wieder an der, die Crecela- mit der Ciarcanu-Gebirgsgruppe verbindenden Hauptwasserscheide, d. i. an La Fintina Stancului.

Auf der Ostseite der genannten La Fintina Stancului traf ich auf der linken Thalseite des hier gleich höher beginnenden Hauptarmes des Ursului-Baches zu unterst dünnschichtige Lagen an, die petrographisch den Inoceramenschichten (Hieroglyphenschichten) von Sojmul entsprechen. Es fanden sich in denselben auch thatsächlich Exemplare von

Inoceramus striatus Maut.

vor, so dass man es hier mit vieler Sicherheit wieder mit den unteren Plänerschichten („untere Kreidestufe") zu thun hat.

Darüber folgen gegen SW. massigere Sandsteine der oberen Stufe, welche nur eine geringe Mächtigkeit erreichen und über letzteren bald kleine Schollen von Nummulitenkalken.

Gleich gegenüber von da auf der rechten Thalseite bieten die Kreidesandsteine einen schönen Aufschluss, den ich jedoch leider schon nicht mehr aufsuchen konnte. Da man auch andererseits auf der Wasserscheide selbst nur mit dem Rande einer sich von hier weit nach O. ausbreitenden Kreidezone zu thun hat, so bleibt hier die Art der Vertheilung der unteren und oberen Kreideschichten immerhin etwas fraglich, weshalb von einer Einzeichnung auf der Karte der ersterwähnten Inoceramenschichten Abstand genommen wurde. Am wahrscheinlichsten ist es aber, dass den Kamm der Wasserscheide selbst nur die oberen Kreideschichten beherrschen, über welch letzteren dann weiter südlich noch an einigen Stellen, und zwar ganz an deren Rande, zum Theil aber auch schon unmittelbar über dem krystallinischen Grundgebirge, Nummulitenkalke lagern, wie auch auf der Südseite der Crecela unmittelbar über dem Krystallinischen kleine Eocenschollen von Nummulitenkalken vorkommen (vergl. Karte Taf. VI).

Die Kreidegebilde, welche nur mit einem schmalen Rande in das aufgenommene Gebiet eingreifen, setzen von hier weiter nach O.

fort, wo sie eine grosse Verbreitung finden und eine auffallend flache, plateauartige Gebirgsgegend zusammensetzen. Bester Beweis hierfür dass am Picioru vulpii eben in der Zeit, als ich diese Gegend besuchte (1884), eine hölzerne Bahn für Zugthiere zu dem Zwecke angelegt wurde, um Holz aus den demnächst auszurottenden schönen und ausgedehnten Waldrevieren, welche die Zuflüsse der Goldenen Bistritz einnehmen, hinauf auf den genannten Picioru vulpii und auf die Wasserscheide zu transportiren und dann in das Cisla-Thal herabzulassen.

Wie bereits früher erwähnt wurde, erreichen Nummulitenkalke in der südwestlich von hier gelegenen Ciarcanu-Gruppe eine ziemlich grosse Verbreitung. In vielen Fällen lagern dieselben unmittelbar dem krystallinischen Grundgebirge auf. Sie kommen insbesondere in einer grösseren Anzahl am D. Frumosu vor, der den nordwestlichen Ausläufer Ciarcanu bildet.

Die sehr massig entwickelten Nummulitenkalke setzen am D. Frumosu in der Mehrzahl der Fälle steile, bis circa 20 Meter und darüber hohe Felspartien zusammen und zeigen eine kranzförmige Anordnung. Die Mitte dieses Kalkkranzes nehmen Sandsteinbildungen ein, die überall nur im Schutte zu finden sind. Die Sandsteine sind grob- bis ziemlich feinkörnig, führen nicht selten verkohlte Pflanzenreste und werden ziemlich häufig von weissen Calcitadern durchzogen. Auch plattige, bis fast schiefrige Sandsteine mit Calcitadern traf ich an mehreren Stellen mit den ersteren an. Sowohl ihrer petrographischen Entwicklung, wie auch ihrer Lage nach, nämlich als das Hangende der Nummulitenkalke (was man freilich nirgends direct beobachten kann), gehören diese Sandsteinbildungen mit grosser Wahrscheinlichkeit dem oberen Eocen an, wie dies auch auf der Karte zum Ausdruck gebracht wurde. Dieselben entsprechen auch petrographisch zunächst jenen Sandsteinbildungen, die wir vorher im Hangenden der Nummulitenkalke von Piatra baici angetroffen haben (pag 467). Es ist dies die einzige Stelle im Gebiete, wo mitten der krystallinischen Zone das Obereocen vorkommt. Der Fall bleibt jedoch immerhin fraglich und ist in Bezug auf die Art und den Zeitpunkt der eventuell dann jedenfalls späteren Gebirgshebung in diesem Gebietstheile schwer zu erklären.

Es erübrigt jetzt noch in Kürze das mächtige

Trojagaer Eruptivgebirge

zu beschreiben. Dasselbe umfasst den eigentlichen Hauptzug der Trojaga, welche sich nordöstlich von Borsabánya erhebt, sowie den in grössere und kleinere Kuppen aufgelösten Eruptivzug im SW. von Borsabánya.

Den Hauptzug setzen hoch ansteigende und sehr steil abfallende Kämme zusammen, die aus mehreren Knotenpunkten, die wieder unter einander durch hohe Kämme in Verbindung stehen, astförmig auslaufen. Letzteres findet auch in der Benennung des Hauptknotenpunktes, nämlich der Trojaga — aus dem rumänischen *tri* (drei) und ungarischen *ag* (Ast) — seinen Ausdruck.

Der Hauptmasse nach besteht der stark in die Länge gedehnte Trojaga-Zug aus Andesiten, zum geringeren Theile aber aus Propy-

liten, wobei letztere eine mehr mittlere Lage einnehmen.[1]) So wurden letztere am Picioru Ciganului, dann auf der nordwestlichen Seite der Trojaga (gegen die Miraga zu), weiters am Gipfel des Secului (hier auch mit Andesiten), in der kleinen, die Kreidesandsteine durchbrechenden Kuppe am Netedu in fatie — und ausserdem auch an tiefer gelegenen Stellen, so im obersten Novicioru-Thale unter dem Ciganului (hier ebenfalls mit Andesiten) u. s. w. beobachtet.

Nach der Untersuchung einer Probe, welche von einem Felsstück, das von der tiefsten Stelle am Nordostgehänge der Trojaga im Macarlau-Thale (1027 Meter) herrührt, weisen die Andesite folgende Zusammensetzung auf:

In einer fast nur aus Feldspath bestehenden Grundmasse, in der eine isotrope Basis fehlt, liegen sehr grosse Plagioklase, die als solche schon im Gestein kenntlich sind. Neben diesen erscheint ein Glimmer, der fast vollständig in ein grünes faseriges Mineral umgewandelt ist. Die Pseudomorphosen nach Glimmer treten im Gestein ausnahmsweise in scharf begrenzten sechsseitigen Tafeln hervor. Ausgezeichnet ist das Gestein durch grosse, wasserklare Apatitkrystalle, die in Querschnitten scharf begrenzte sechsseitige Tafeln liefern, die bei gekreuzten Nikols und voller Horizontaldrehung dunkel bleiben. Als Seltenheit erscheinen Quarzkörner. Das Gestein hat das Aussehen eines Glimmerandesites, und wollte man auf den äusserst geringen Quarzgehalt Rücksicht nehmen, so könnte es als Dacit bezeichnet werden.

Sowohl die Andesite wie auch die Propylite zerfallen in kantige polygonale Stücke. Es ist jedoch auffallend, wie wenig dieselben, insbesondere in höheren Lagen, der Verwitterung widerstehen. In guten Aufschlüssen trifft man diese Gesteine — im Gegensatze zu den älteren Porphyriten — nur selten und meist nur an den tiefsten und mehr gedeckten Stellen an. Häufig bilden sie Schutthalden, die oft mächtig sind. Es erscheinen auch die wie Dächer gothischer Kirchenbauten fast bis zu den Thalsohlen steil herabfallenden Kämme in ihren höheren Theilen vorwiegend ganz glatt begrast.

Der Trojaga-Eruptivzug überragt weit die ihn umgebende krystallinische Schieferhülle und scheint im grossen Ganzen nach NO. vorgeneigt zu sein.[2])

Ueberall dort, wo sich Eruptivmasse längs ihrem Südwestrande auskeilt, sowie längs ihrem Nordostrande, wo altkrystallinische Schiefer-

---

[1]) Von v. Cotta (l. c.) als Labradorfelsen, z. Th. als Trachyte; von Strippelmann (l. c.) als Grünstein und Grünsteinporphyre; von v. Alth (l. c.) als Trachyte und Dioritporphyrite; von A. Gesell (Geologie der Marm. l. c.) als Grünsteintrachyte bezeichnet. Vergl. auch „Eruptivgebilde der Tertiärzeit“ in v. Hauer's und v. Richthofen's Bericht (l. c.). In v. Hauer's Geologie (pag. 644) werden aus der Umgebung von Borsabánya Grünstein-Trachyte angeführt, die in der Geologie zusammen mit Daciten in die Gruppe der Propylite gestellt werden.

[2]) Die Angabe von A. Gesell (Geologie der Marm. l. c.), dass die Eruptivmasse der Trojaga bis zur Spitze beinahe überall von Glimmerschiefern bedeckt ist, kann nicht bestätigt werden (vergl. auch Cotta und Alth l. c.). Das Vorkommen von Schieferthonen und Kalken auf der Spitze der Trojaga, wie dies A. Gesell angibt, dürfte sich wohl auf die Kreidescholle des Ghilu mit den untereocenen Kalkauflagerungen beziehen — die sich jedoch an die Eruptivmasse des Secului anlehnt. Die Spitze der Trojaga besteht nur aus den Massengesteinen.

gesteine lappenförmig vorgreifen, werden letztere durch kleinere, meist im Schutt aufgelöste Kuppen von Andesiten (Propyliten) durchbrochen, wie dies auch meistens auf der Karte zur Anschauung gebracht wurde. Von einem ähnlichen Durchbrechen der Kreidescholle von D. Ghilu wurde bereits früher Erwähnung gethan.

Im Cisla-Thale dagegen, wo man ein grossartiges Bild des vielfachen Durchsetzens der krystallinischen Schieferdecke durch Andesite gewahrt, hat sich erstere stellenweise in nur noch verhältnissmässig kleinen Schollen erhalten (vergl. im Uebrigen pag. 415).

In der Trojaga-Gruppe stehen nach der Arbeit von A. Gesell (Geol. d. Maram.) vor Allem Kupfer- und Schwefelkiesvorkommen in Abbau, die z. Th. an die „Glimmerschiefer“ gebunden sind, z. Th. mit Fahlerzen dem Contact mit den „Trachyten“, z. Th. letzteren selbst angehören. Edelmetallgänge kommen in den „Grünsteintrachyten“ der Trojaga auf dem rechten Thalgehänge des Secului-Baches vor; sie führen gold- und silberhältigen Schwefelkies, Kupferkies und Bleiglanz.

Ueber anderortiges Auftreten von Erzgängen, so im Cisla-Thale, vergl. A. Gesell, Geologie der Marmaros.

Im südöstlichen Streichen des Trojaga-Eruptivzuges treten noch in einer ziemlich grossen Entfernung, nämlich am Cornidei (an der Ostgrenze des aufgenommenen Gebietes) Andesite auf.

Die im SW. von Borsabánya, in einer Anzahl von annähernd glockenförmigen Kuppen erscheinenden und die tertiären Ablagerungen durchbrechenden Massengesteine (Taf. VII, Fig. 1) sind dagegen als Hornblende-Andesite zu bezeichnen, in denen sich seltener Feldspath, häufiger dagegen Hornblende porphyrisch ausscheidet. Dieselben neigen häufig zu einer kugeligen Absonderung, wie man dies insbesondere in dem südwestlichen Eruptivzuge, so z. B. auf der rechten Thalseite des Cisla-Flusses gleich unterhalb der Thalsohlhöhe 725 Meter, ferner stellenweise auch am In Dealu u. s. w. beobachtet.

Der 1604 Meter hohe, im SO. von Borsabánya gelegene Vrf Magura, dessen südlichen Theil (D. Corabei) ebenfalls Hornblende-Andesite mit ihrer auch hier bemerkbaren Neigung zur kugeligen Absonderung zusammensetzen, besteht jedoch in seinem nördlichen und grösseren Theile aus den früher erwähnten Andesiten. Letztere Varietät wurde südwestlich von dem Trojaga-Zuge sonst nur an dieser Stelle beobachtet.

Ueber das muthmassliche Alter der Massengesteine des in Rede stehenden Eruptivgebietes liegen nur wenige Anhaltspunkte vor.

Nach den vorher geschilderten Verhältnissen an der Ghilu-Scholle zu schliessen, dürfte der Trojaga-Eruptivzug jedenfalls jünger als die oberen Kreideablagerungen (Oberer Pläner), aber auch jünger als die untereocenen Bildungen sein, da auf der genannten Scholle vor Allem obereocene Schichten fehlen. Andererseits fällt es dort auf, dass, wie schon früher erwähnt, die kleinen, die cretacische Sandsteindecke durchbrechenden Eruptivkuppen, fast stets in der Nähe der untereocenen Kalkbänke auftreten. Ohne diese Erscheinung näher erklären zu können, spricht dieselbe jedoch dafür, dass die Andesite (Propylite) zu den untereocenen Kalkbildungen in irgend einer näheren Beziehung stehen, als zu den Kreidesandsteinen.

Es ist dies auch nicht der einzige Fall im Gebiete, wo Massengesteine sich auf eine indirecte oder directe Weise mit Kalkablagerungen vergesellschaften. So haben wir früher in der Trias in den meisten Fällen eine directe Verknüpfung von Porphyriten mit Kalken gesehen. Auch werden wir später in den ganz kleinen Jurakalkklippen auffallenderweise mit den Kalken zugleich auch Massengesteine auftreten sehen.

Für die erwähnte Beziehung der Massengesteine zu den Eocenkalken scheint auch noch folgender Umstand zu sprechen. An einer Stelle der Ghilu-Scholle, und zwar gleich im NW. von der Secului-Spitze (1807 Meter), wurde im Hangenden der von Massengesteinen vielfach durchbrochenen Kreideschichten — wobei jedoch die Durchbruchstellen nirgends direct zu sehen sind — eine Partie von Mergelkalken in einer Ausbildung beobachtet, wie ich solche sonst nirgends mehr im Gebiete antraf. Dieselben waren nämlich vorwiegend intensiv lichtgrünlich gefärbt, besassen eine grössere Härte und wiesen stellenweise eine Andeutung von einer krystallinischen Structur auf. Ob man es nun hier mit einer Contacterscheinung zu thun hat, darüber können mit Sicherheit wohl erst genaue Untersuchungen entscheiden. Indess scheint mir dies sehr wahrscheinlich zu sein, woraus dann ebenfalls folgen würde, dass die Trojaga-Eruptivmassen bereits nach Ablagerung der untereocanen Bildungen zum Ausbruche gelangten.

Es fand vielleicht in eben dieser Zeit auch jene allgemein stärkere Gebirgsbewegung statt, die bereits früher, bei den Betrachtungen über die Lagerungsverhältnisse der unteren Eocenformation, vermuthet wurde, und steht damit vielleicht in irgend einem Zusammenhange auch das gänzliche Fehlen von obereocenen Bildungen im nordwestlichen Theile des Ruszpolyanaer Beckens. Die gänzliche Faciesänderung der darauf folgenden „obereocenen karpathischen“ Bildungen würde dann ebenfalls auf eine allgemeine Aenderung der äusseren Verhältnisse in dieser späteren, obereocenen Zeitperiode hindeuten.

In dieser Beziehung sehr wichtig erscheinen andererseits die Verhältnisse in dem südwestlichen, die unteroligocene Schieferzone durchbrechenden Eruptivzuge, wie man sie vor Allem in dem von Intre Maguri kommenden Seitenbache des Cisla-Thales beobachtet (Taf. VII, Fig. 1). In dem genannten Seitenthale sieht man unterhalb der Hauptverzweigung des Baches, an dessen rechtem Ufer, Schieferbildungen aufgeschlossen, die unter die Hornblende-Andesitfelsen einfallen. An einer Stelle wurden hier durch den Bach die Schiefer entfernt und es ragen Andesitfelsen über dem Bache dachförmig vor. Der Basis des Andesitdaches kleben noch Partien von z. Th. stark verkieselten, sonst typischen Smilno-Schiefern an.

Aehnliche Verhältnisse sind in diesem Seitenthale auch höher, so auf der Nordostseite der höchsten Andesitkuppe 1203 Meter, und andererseits im Thale des Rei-Baches, der am linken Cisla-Ufer mündet, zu sehen.

Es ist daher anzunehmen, dass bereits nach Ablagerung der unteroligocenen Schieferzone oder wenigstens eines Theiles derselben, die Massengesteine dieses Eruptivzuges zum Ausbruch gelangten, die Schieferzone durchbrachen und sich z. Th. auch über dieselbe decken-

förmig ausbreiteten. Die theilweise Verkieselung der Smilno-Schiefer ist mit einiger Wahrscheinlichkeit auf eine Contactwirkung zurückzuführen.

Nach dem Obigen würde somit den Hornblende-Andesiten ein unteroligocenes, resp. noch etwas jüngeres Alter zukommen, während die Glimmer-Andesite des Trojaga-Hauptzuges allem Anscheine nach älter sind.

Auf der linken Thalseite des Cisla-Flusses beobachtete ich ausserdem am Rücken zwischen D. intre Riure und In Dealu, in der unteroligocenen Schieferzone sphäroidale und brodartige Sandsteinconcretionen, die wohl wahrscheinlich ebenfalls als Contactbildungen aufzufassen sind. Die Sandsteinstücke sind feinkörnig, bräunlich gefärbt und entsprechen den bekannten festen Sandsteinbänken der Schieferzonen.

Das gänzliche Fehlen von Geschieben von Eruptivgesteinen, und speciell von Andesiten in den in der Kreideformation so verbreiteten Conglomeratbildungen kann jedoch an und für sich nicht als ein Beweis eines jüngeren Alters der Andesite betrachtet werden, da man solche auch in den obereocenen Conglomeraten stets vermisst. Geschiebe von Massengesteinen, speciell jene von Andesiten, treten in einer viel späteren, nämlich erst in der Diluvialzeit auf (pag. 476) und wurde somit erst um diese Zeit der Weg des Wassertransportes für dieselben eröffnet.

Dieses gänzliche Fehlen von Massengesteinsgeschieben in allen Conglomeratbildungen der Kreide- und Eocenzeit ist jedoch ebensowenig ein Zufall, wie die constant zu beobachtende und auffallende Vergesellschaftung von Massengesteinen mit Kalkbildungen, wie wir letzterer in der Trias-, Jura- und allem Anscheine nach auch in der unteren Eocenformation begegnen. Der schroffe Gegensatz zwischen den Conglomeratsandstein- und den Kalkbildungen andererseits gewinnt dadurch nur umso mehr an Bedeutung und scheint derselbe mit einem in den verschiedenen Formationsperioden wechselnden Stande des Meeresspiegels zu correspondiren.

Auch die Smilno-Schieferzone, welche von den vermeintlich jüngsten Massengesteinen des Gebietes durchbrochen wird, weist eine nicht minder grosse Verschiedenheit den Sandsteinconglomeratbildungen gegenüber auf, indem sich dieselbe vor Allem durch das Vorwalten von Schieferbildungen und überhaupt eine mehr kalkig-kieselige Beschaffenheit auszeichnet. Ja selbst schon in der Dyasformation kommen analoge Verhältnisse zur Geltung. Es treten nämlich die ältesten Tuffe in den durch schiefrige Bildungen (vor Allem kohlige Kalkschiefer) charakterisirten Dyasschichten auf (Camencianu, Par. Obnuju) und werden ausserdem letztere Schichten, so am Fusse des Petricea (wo anders sieht man keine Aufschlüsse), auch von den Diabasen durchbrochen.

Zum Schlusse der Betrachtungen über das Trojagaer Eruptivgebiet wäre noch zu erwähnen, dass in demselben, im Gegensatze zu der Trias- und Dyasformation, nirgends Tuffe oder schalsteinartige Bildungen angetroffen wurden. Es verdanken hier daher die Massengesteine wohl wahrscheinlich vorwiegend Eruptionen auf dem Festland ihre Entstehung und wären insbesondere jene des Trojaga-Hauptzuges als Masseneruptionen zu betrachten.

Möglich ist es jedoch, dass die Hornblende-Andesite des südwestlichen Zuges auf eine vulcanische Thätigkeit zurückzuführen sind. Ich folge in dieser Beziehung der Eintheilung v. Richthofen's, der im Berichte (l. c.) über die Eruptivgebilde der Tertiärzeit die gewaltigen Eruptivmassen der südwestlichen Marmaros in zwei grosse Gruppen, der Trachyte und Trachytporphyre trennt und erstere als älter und ausschliesslich den Charakter grosser Masseneruptionen, letztere als den Charakter rein vulcanischer Thätigkeit tragend, bezeichnet.

III. Nördliche Sandsteinzone.

An das nördliche krystallinische Gebirge, resp. an die altmesozoische Randzone desselben, schliesst sich im NO. gänzlich discordant eine grosse Flyschzone an, die in viele Parallelketten zusammengefaltet, gegen Norden bis zur galizischen Ebene reicht und als die Hauptzone der karpathischen Bildungen zu betrachten ist. Von letzterer gelangt hier jedoch nur ein verhältnissmässig kleiner Theil zur Beschreibung, der vorwiegend ungarisches Gebiet, sonst, so an der Czarna Hora-Kette und im oberen Czeremosz-Gebiete, auch galizischen Boden umfasst und kurzweg als die nördliche Sandsteinzone bezeichnet werden soll.

Für die Altersbestimmung der Flyschgebilde dieser Zone, die den relativ grössten Flächenraum einnimmt und von der Schwarzen Theiss bei Körösmező bis zum oberen Czeremosz 67 Kilometer an Länge, bei einer zwischen 3 und 33 Kilometer schwankenden Breite beträgt, liegen leider keine directen Anhaltspunkte vor. Mit Ausnahme von Fucoiden, verkohlten Pflanzenresten wurden in denselben, abgesehen von Hieroglyphen, sonst keine massgebenden Versteinerungen vorgefunden. Es blieb daher für die Altersbestimmung dieser Bildungen nur der bekannte Weg der Unterscheidung nach petrographischen Merkmalen, bei Berücksichtigung von Lagerungsverhältnissen, übrig.

Wie jedoch schon im vorigen Abschnitte bei der Beschreibung der tieferen Kreideschichten der Sojmul-Scholle erwähnt wurde, bilden dieselben bereits einen deutlichen Uebergang zu den unteren Kreidebildungen, denen wir in der nördlichen Sandsteinzone begegnen. Wie wir ausserdem in der Folge sehen werden, bieten auch jüngere Schichtcomplexe (Formationen) dieser Zone mehrfache und deutliche Anklänge an die bereits bekannten Horizonte der südlicheren Sandsteinzonen. Da nun das geologische Alter letzterer auf Grund von Fossilienfunden stellenweise direct bestimmt werden konnte, so gewinnt, bei dem Umstande der mehrfachen petrographischen Uebereinstimmung, die in der Folge zu erwähnende Horizontirung der einzelnen Schichtencomplexe der nördlichen Sandsteinzone umsomehr an Wahrscheinlichkeit. Immerhin war in dieser Zone die Horizontirung der einzelnen Schichtencomplexe eine sehr schwierige Aufgabe, wie dies überhaupt in den fossilleeren Flyschzonen mehr oder weniger der Fall zu sein pflegt. Die Aufgabe wurde auch noch wesentlich dadurch erschwert, dass das stark bewaldete Gebiet nur an wenigen Stellen massgebende Profile bietet, welche gerade auf der ganzen Strecke, wo der später zu erwähnende complicirte Gebirgsbau (am Nord-Ostrande der Kreidezone) eintritt, gänzlich fehlen.

Es gehört auch der ungarische Theil der Karpathen-Flyschzone zu den im Sinne der neueren Ansichten am wenigsten bis jetzt studirten, und liegen speciell über dieses Gebiet nur spärliche und meist allgemein gehaltene Daten vor.

So werden in v. Hauer's Berichte (l. c. pag. 430), welcher hier zuerst die Karpathensandsteine „in zwei Hauptgruppen aufzulösen" versuchte, indem er „Eocen von der Hauptmasse" trennte — die Karpathen-Sandsteine aus der Gegend von Rahó, dann Bilin und Borkut im Thale der Schwarzen Theiss, ferner aus dem Thale der Weissen Theiss bis zum Kwasny-Bache (vor Bogdan) im Allgemeinen als neocom bezeichnet. Dieser Eintheilung der Flyschzone in Karpathen-Sandsteine und Eocengebilde folgt auch A. Gesell in seiner Geologie der Mármaros (l. c.).

Erst die neueren Arbeiten von Paul und Tietze (Studien und Neue Studien l. c.), die einen so wesentlichen Fortschritt in der Geologie der Karpathen bezeichnen, haben auch hier über den Galizien angehörenden Theil des Gebietes viel Licht verbreitet und stimmen die in der Folge zu entwickelnden Anschauungen über das geologische Alter der nördlichen Sandsteinzone mit jenen der genannten Herren im grossen Ganzen überein. [1])

Auf Grund von vielen nach verschiedenen Richtungen hin unternommenen Excursionen, die sich oft recht mühsam, insbesondere in den Seitenthälern, gestalteten, konnte erst ein klarerer Einblick in die geologischen Verhältnisse der nördlichen Sandsteinzone gewonnen werden. In derselben nehme ich nur Kreide- und Oligocenbildungen an. Die Eocenformation scheint hier gänzlich zu fehlen und dürfte dieselbe erst nördlich von der Czarna Hora-Kette auftreten, auf was ich noch später zu sprechen kommen werde.

Allgemeine Eintheilung und geographische Verbreitung der Kreidegebilde.

Aehnlich wie in der Zone der Kreidetransgressionen und in der südlichen Sandsteinmulde, lässt sich auch hier überall die Kreideformation mit einiger Genauigkeit in zwei, petrographisch von einander geschiedene Stufen trennen. Die obere Stufe besteht auch hier aus massigen im Allgemeinen glimmerreichen Sandsteinen und Conglomeraten, die stellenweise eine den oberen Bildungen (Oberer Pläner) der früheren Kreidezonen sehr ähnliche Entwickelung zeigen und die auch hier stets von Hieroglyphenschichten — welche ich mit den Inoceramenschichten parallelisire und ebenfalls schon der unteren Stufe zurechne — unterteuft werden. Während jedoch im Liegenden letzterer in den südlichen Kreidezonen wieder massige Sandstein-Conglomerate auftreten, folgen hier abermals, und zwar sehr typisch entwickelte „untere" Hieroglyphenschichten, die mit graublauen, kalkhältigen und geaderten, dann massigen Sandsteinen und mit feinen Conglomeraten wechseln.

[1]) Die neueste auf dieses Gebiet (Galizien) bezugnehmende Arbeit des Dr. R. Zuber (l. c.) konnte ich leider schon nicht mehr benützen. Der Behauptung Zuber's jedoch, dass das ganze obere Czeremosz-Thal, von Szybeny bis hinauf zu den Czeremosz-Quellen — im Gegensatze zu dem bereits von Paul und Tietze angenommenen cretacischen Alter — oligocen sei, kann ich indess nicht beistimmen.

Wie es bereits bei der Beschreibung der Sojmul-Scholle erwähnt wurde, bilden dort die kalkhältigen Sandsteine im Liegenden der Inoceramenschichten einen deutlichen Uebergang zu der unteren Kreide dieser Zone, für welche eben nebst den „unteren“ Hieroglyphenschichten die genannten, geaderten und kalkhältigen Sandsteine am bezeichnendsten sind. Letztere erinnern nun, wie wir dies noch später deutlicher sehen werden, direct an die Strzolka des Teschner Neocoms. Da ferners ganz ähnliche Bildungen aus dem im nordwestlichen Streichen von hier gelegenen Nagy-Ag-Thale (nordwestliche Marmarosch) von Paul und Tietze beschrieben und zum Neocom gerechnet werden [1]) und andererseits auch im Szeklerlande Siebenbürgens nach Herbich (l. c.) in dem dortigen Neocom ähnliche „feste, von Kalkspathadern durchzogene Sandsteine“ vorkommen, so kann man auch hier den in Rede stehenden Liegendcomplex mit vieler Wahrscheinlichkeit der unteren Kreideformation, das ist dem Neocom zuzählen — sowie bereits auch in den früher besprochenen südlichen Kreidezonen, in deren unteren Stufe das Neocom vermuthet wurde.

Es hat daher den Anschein, als würde die Kreideformation in der Nordzone, wie überhaupt im ganzen Gebiete, nur durch die obere Cenoman- und die Neocomstufe repräsentirt sein.

Anderseits ist es aber auffallend, dass hier die liegenden Kreidegebilde, so die oberen Hieroglyphenschichten (Aequivalente der Inoceramenschichten), von den tieferen petrographisch nicht zu trennen sind und zusammen einen noch einheitlicher entwickelten Complex bilden, wie dies in den südlicheren Kreidezonen der Fall ist. Es ist daher immerhin möglich, dass hier und überhaupt im Gebiete der untere Kreidecomplex doch nur einer jüngeren, etwa der Cenomanstufe entsprechen könnte. (Vergl. auch pag. 497.) Mit Sicherheit kann dies eben erst dann entschieden werden, wenn sich im Gebiete auch in den älteren Kreidegebilden, im Liegenden der Inoceramenschichten, Petrefacten vorfinden werden.

Wir wollen daher auch in der Nordzone bei der früheren allgemeinen Eintheilung der Kreideformation in eine „obere“ und „untere“ Kreidestufe verbleiben und zur letzteren auch die oberen Hieroglyphenschichten zählen. Der Kürze halber werden wir aber in der Nordzone häufig direct von ober- und untercretacischen Schichten sprechen, indem dieser Fall auch immerhin möglich ist und eine solche Bezeichnung andererseits auch mehr im Einklang mit der üblichen Eintheilung der Kreidegebilde in den fossilleeren Flyschzonen der Karpathen stehen wird.

Der geographischen Verbreitung nach tritt in dem nördlichen Sandsteingebiete die untere Kreidestufe in zwei Zonen auf, von welchen die südliche *(a)* sich unmittelbar an das ältere Grundgebirge anschliesst, die nördliche *(b)* dagegen mit den Oligocenbildungen der Czarna Hora-Kette zusammenstosst. Dieselben stellen zwei Flügel einer grossen Mulde vor, deren Mitte obercretacische Sandsteine ausfüllen. Im Bereiche letzterer Sandsteine kommen untere Kreideschichten nur an wenigen Stellen, und zwar vorwiegend nur in tieferen Thalsohlen, zum Vorschein.

---

[1]) Vergl. Paul und Tietze, Neue Studien, pag. 227 u. f.

Für das Kreidegebiet sind langgedehnte, steilhangige Gebirgsrücken, die schmale Thäler einschliessen, bezeichnend. Im Gebiete der unteren Kreide, besonders in deren südlichen Zone *(a)*, sind die Gebirgsgehänge meist ganz glatt, resp. nur mit einem feineren Trümmerschutte bedeckt. Aufschlüsse von anstehenden Schichten und ein reichlicheres Schuttmateriale sind beinahe nur in den Thalsohlen anzutreffen. Das untere Kreideterrain erhebt sich nur bis zu einer mittleren Gebirgshöhe, indem dasselbe an den höchstgelegenen Stellen nicht viel die Waldgrenze übersteigt, der Hauptmasse nach aber unter dieselbe zu liegen kommt.

Der obercretacische Sandstein dagegen neigt mehr zur Bildung von felsigen Partien, wenn auch diese sich vorwiegend nur auf tiefere Lagen beschränken. Eigentliche Felsen, die auch schon orographisch hervorstechen und auf den Charakter der Landschaft Einfluss ausüben würden, treten jedoch nur vereinzelt und in meist bescheidenen Formen auf. Eine für diesen Sandstein charakteristische Gebirgsform ist jene von stumpfen Kegeln, mit welchen die zahlreichen Nebenzweige der Hauptkämme, insbesondere in den Hauptthälern (Weisse Theiss, Stohowec, Czeremosz), endigen. Eigentlich stellt das Auslaufende dieser Nebenzweige im Profil mehr einen stumpfen Winkel vor, wobei der eine Schenkel steil in's Thal herabfällt, der andere, der Rückenlinie entsprechend, sich dagegen allmälig nach rückwärts zum Hauptkamme erhebt. Von der Thalsohle en face gesehen, kommt jedoch die erwähnte Kegelform deutlich zum Vorschein.

In orographisch höchsten Lagen tritt die Tendenz zur Bildung von sanft abgerundeten, glatten Gebirgsformen in den Vordergrund, wie dies auch für das Gebiet der unteren Kreide angenommen wurde. Hie und da bemerkt man jedoch einzelne kühner geformte Gipfel, wie sich dies insbesondere auf den Stóg (Stih) — den Knotenpunkt des Grenz- und Nieniska-Gebirges — bezieht, der durch seine ausgezeichnete Kegelform auffällt. Auch im SO. wie im NW. vom Stóg sieht man an einigen Stellen stumpfe Kegelberge und trifft diese Form auch für die mächtige Kuppe des Körösmezőer Pietrosz zu.

Während im südöstlichen Theile (im Czeremosz-Gebiete) das unter- und obercretacische Gebirge, was orographische Höhe anbelangt, sich ziemlich gleich die Waage hält, nimmt im NW., in dem Körösmezőer Gebirge, der obercretacische Sandstein eine orographisch ganz dominirende Lage ein.

Im Allgemeinen liefern die Kreidegebilde einen guten Boden, der ausgedehnte dichte Wälder und fette blumenreiche Wiesen nährt. Im ganzen oberen Flussgebiete des Czeremosz, wie in jenem der Weissen Theiss flussabwärts bis unterhalb von Bogdan, ist die Fichte (Abies Picea) beinahe alleinherrschend. Im unteren Thale der Weissen Theiss, dann im Thale der Vereinigten Theiss bei Bocskó Rahó und im Thale der Schwarzen Theiss flussaufwärts bis in die Nähe von Körösmező, ferner in der Umgebung von Ruszpolyana u. s. w. bildet dagegen die Buche theils reine, theils gemischte Waldbestände. Es hängt somit in diesem Falle die geographische Verbreitung der Fichte und Buche so gut wie gar nicht von der Vertheilung der unter- und obercretacischen Gesteine ab; dieselbe wird vor Allem von klimatischen, zum Theil sehr complicirten Verhältnissen beeinflusst.

Petrographische Uebersicht der Kreidegesteine.

Wie schon erwähnt wurde, besteht die untere Kreidestufe aus einem Wechsel von Hieroglyphenschichten mit massigeren Sandsteinbildungen. Insbesondere sind es die Hieroglyphenschichten, welche für die untere Kreide sehr bezeichnend sind, indem dieselben sowohl in der südlichen *(a)* wie auch nördlichen Zone *(b)* des in Rede stehenden unteren Kreidegebietes und im Allgemeinen am verbreitetsten auftreten, quer auf das Streichen verhältnissmässig am wenigsten variiren und am leichtesten wiederzuerkennen sind. Wie dies jedoch gleich betont werden soll, erscheinen die Hieroglyphenschichten in mehreren Horizonten, von welchen der oberste (obere Hieroglyphenschichten) das Hangende der unteren Kreide bezeichnet und den obercretacischen Sandstein unterteuft.

In typischer Entwicklung bestehen die Hieroglyphenschichten aus dunkel graublauen, bräunlich verwitternden, festen, plattigen bis schiefrigen, selten etwas krummschaligen, feinkörnigen Sandsteinen und meist dunkel gefärbten Thonschiefern mit vielem, fein vertheiltem Glimmer. Die Absonderungsflächen der Sandsteine zeigen häufig feine verkohlte Pflanzenreste und führen Glimmerschüppchen meist in reichlicher Menge. Der Kalkgehalt der Sandsteine ist im Allgemeinen bedeutend; es treten jedoch in denselben Calcitadern nur seltener und überhaupt ganz untergeordnet auf und können letztere durchaus nicht als ein äusserliches Merkmal der Hieroglyphensandsteine selbst betrachtet werden. Die auf ihren Verwitterungsflächen vorkommenden Hieroglyphen bestehen aus feinen, geraden oder schön geschlängelten, einfachen oder verzweigten, sowie aus punkt- bis warzenförmigen Formen. Seltener nur treten auch gröbere Hieroglyphenformen auf.

Durch ganz allmälige Uebergänge stehen die genannten Thonschiefer mit den Hieroglyphensandsteinen in inniger Verknüpfung, wie dies auch in den Hieroglyphenschichten südlicherer Kreidezonen des Gebietes mehrfach beobachtet wurde. Gerade in der mehr sandigen Schiefervarietät sind am ehesten die für die untere Kreide bezeichnenden, im Allgemeinen jedoch seltenen Fucoiden annähernd von der Form des *Sphaerococcites inclinatus Sternb.* anzutreffen.

Von den massigeren Sandsteinbildungen, welche sich nächst den Hieroglyphenschichten an dem Aufbaue der unteren Kreidestufe betheiligen, wären ferner als die verbreitetsten Schichtfacies-Elemente Strzolkaschichten und eigentliche massige Sandsteine zu erwähnen.

Die Strzolkaschichten bestehen aus festen, wenige Zoll bis einige Fuss dicken Sandsteinbänken, die mit Thonschiefer-Zwischenlagen wechseln. Die Sandsteine sind, ähnlich wie die plattigen Hieroglyphensandsteine, dunkel graubläulich gefärbt und verwittern bräunlich. Sie sind feinkörnig und von einem relativ hohen Gewichte, eine Eigenschaft, die mehr oder weniger allen Bildungen der unteren Kreide zukommt. Die Sandsteine weisen einen meist bedeutenden Gehalt an Kalkbindemittel auf und werden dieselben auch stets von vielen meist feineren Calcitadern durchsetzt, welche wohl zum grössten Theil als Ausfüllungen von Sprüngen zu betrachten sind. Letztere sind auch häufig direct zu beobachten und sind es insbesondere diese Sprünge, welche den Verwitterungsflächen der Sandsteine ein charakteristisches, mehr oder weniger zerklüftetes Aussehen verleihen.

Es ist speciell diese Sandsteinvarietät, die mich direct an die Kalksandsteine aus dem Teschner Neocom erinnerte, nach Handstücken zu urtheilen, welche ich in der k. k. geolog. Reichanstalt sah.

Die Strzolkasandsteine zerfallen vorwiegend in kleinere polygonale Stücke, zum Theil in mittelgrosse kistchenförmige Blöcke. Die dünnbankigen zeigen eine Neigung zur Spaltbarkeit, sind mitunter auch plattig entwickelt, in welchem Falle dann ihre Absonderungsflächen reichlich Glimmer führen und hie und da auch verkohlte Pflanzenreste und Andeutungen von Hieroglyphen zeigen und sich so den Hieroglyphensandsteinen nähern. Es gehen auch thatsächlich Strzolkaschichten in Hieroglyphenschichten über, und beobachtet man häufig im Bereiche letzterer einzelne Bänke von Strzolkasandsteinen und umgekehrt in den Strzolkaschichten Hieroglyphenlagen. Die Unterscheidung dieser beiden Schichtfacies geschieht auch nur wegen einer leichteren Uebersicht und Vereinfachung der späteren speciellen Beschreibung des Kreideterrains, welches vielfach gestört erscheint und nirgends ein einheitliches massgebendes Profil bietet.

Es entsprechen jedoch immerhin die Hieroglyphen- und Strzolkaschichten gewissen markirten Schichtzonen, denen wir später in den einzelnen Aufschlüssen in abwechselnder Uebereinanderfolge begegnen werden.

Eine wichtige Rolle spielen schliesslich massige Sandsteine, die als das Endglied einer Reihe von Schichtelementen zu betrachten sind, deren entgegengesetztes Ende die Hieroglyphenschichten darstellen, die Mitte aber Strzolkaschichten einnehmen. Es entwickeln sich nämlich aus den dickbankigeren Strzolkasandsteinen massige, bis 1 Meter und darüber an Mächtigkeit betragende graubläuliche und feste Sandsteine, mit seltenen Calcitadern, zwischen welchen nur untergeordnet dünnschichtigere Lagen, resp. Schiefer, erscheinen.

Quer auf das Streichen weisen diese massigen Sandsteine einige grössere Unterschiede sowohl mit Bezug auf ihre Verbreitung als petrographische Entwicklung auf. Da auch andererseits in der Mitte der ganzen südlichen Zone *(a)* constant überall Kalkeinlagerungen auftreten, so lässt sich diese Zone naturgemäss noch in drei Unterzonen, und zwar eine südliche (α), mittlere (β) und nördliche (γ) gliedern, deren gegenseitiges Verhältniss in geologischer Beziehung vorläufig noch ausser Acht gelassen werden soll.

In der südlichen, unmittelbar an das ältere Gebirge grenzenden Unterzone (α) treten massige Sandsteine meist ganz in den Vordergrund. Dieselben wechseln zwar auch hier mit Strzolka- und Hieroglyphenschichten ab, die jedoch, insbesondere aber die letzteren, gegen die massigen Sandsteine weit zurücktreten und selten typischer entwickelt sind.

Abgesehen von den allen untercretacischen Sandsteinbildungen allgemein zukommenden Eigenschaften, wie graublaue Färbung, grosse Festigkeit und hohes Gewicht, zeichnen sich speciell die massigen Sandsteine dieser Unterzone durch ihren sehr geringen Glimmergehalt und einen verhältnissmässig kleinen Gehalt an Kalkbindemittel aus, obwohl auch in ihnen Calcitausscheidungen in Klüften und Sprüngen zu beobachten sind. Der Hauptmasse nach bestehen sie aus Quarzsand.

In der Nähe des älteren Gebirges schalten sich den massigen Sandsteinen constant auf der ganzen Strecke einzelne Bänke von feinen Conglomeraten ein, die durch Vermittlung von grobkörnigen Sandsteinvarietäten deutlich in die obigen, vorwiegend mittelkörnig entwickelten Sandsteine übergehen. Die erwähnten Conglomerate bestehen aus meist nur erbsengrossen, selten grösseren, zum Theil eckigen Stückchen von weissem Quarz und dunklem Kalk. In Folge der theilweise eckigen Form der fest miteinander verkitteten Gemengtheile stellen diese Gebilde sozusagen ein Mittelding zwischen Conglomerat und Breccie vor und zeichnen sich durch ihr festes, mosaikartiges Gefüge unter allen Conglomeratbildungen der Flyschzonen des Gebietes aus. Mit den ältesten, zum Theil roth gefärbten Kreideconglomeraten des Vissó-Thales könnten sie jedoch insoferne verglichen werden, als auch jene von einem ähnlich festen Gefüge und zum Theil breccienartig entwickelt sind.

An Gemengtheilen von krystallinischen Schiefergesteinen ist dieses Conglomerat sehr arm, und scheinen solche in demselben häufig auch ganz zu fehlen wie auch der Glimmergehalt (wahrscheinlich vorwiegend dunkler Glimmer) der massigen Sandsteine gering ist. Die Art der Zusammensetzung dieses Conglomerates ist Ursache des besonders im verwitterten Zustande hervortretenden scheckigen Aussehens der grobkörnigeren Sandsteinvarietäten.

Aehnlich wie die Strzolkasandsteine zerfallen auch die in Rede stehenden massigen Sandsteine meist in kleinere polygonale Stücke und bedecken oft mit einem reichlichen Trümmerschutte die Gebirgsgehänge. Stellenweise kommt jedoch bei denselben, sowie auch bei den Mosaikconglomeraten, die Tendenz zum Zerfallen in grosse Gesteinsblöcke deutlich zum Ausdrucke.

Ihre grösste Verbreitung erreichen die massigen Sandsteine in den alten Buchten des Krywe- und des Rika-Thales. Sie erscheinen dann im Streichen auch in dem Grenzgebirge, wo sie jedoch gegen SO. allmälig immer mehr zurücktreten. Der Kürze halber sollen sie fortan als Krywe-Sandsteine bezeichnet werden.

Die Bänke der Krywe-Sandsteine werden meist durch schmale Zwischenlagen von festen Schiefern getrennt, welche oft Glimmer in so reichlicher Menge und feiner Vertheilung führen, dass sie fast ein phyllitisches Aussehen bekommen und beinahe als Thonglimmerschiefer bezeichnet werden könnten. In gewissen Horizonten erscheinen die Schieferbildungen stärker entwickelt, es treten dann typische Strzolkasandsteine, respective auch plattige Sandsteine mit verkohlten Pflanzenresten und Andeutungen von Hieroglyphen auf — so dass im Allgemeinen die südliche Unterzone aus einem Wechsel von massigen Sandsteinen (Conglomeraten) mit Strzolka- und Hieroglyphenschichten besteht, wobei jedoch die ersteren, wie schon vorher erwähnt, weit in den Vordergrund treten, die letzteren (Hieroglyphenschichten) dagegen untergeordnet vorkommen und sozusagen nur angedeutet sind.

Wie in einem früheren Abschnitte erwähnt wurde, erinnern gewisse paläozoische, grauwackenartige Sandsteine (Bieli potok, pag. 434) sehr an die untercretacischen Sandsteine der nördlichen Zone, was sich nun insbesondere auf die Krywe-Sandsteine bezieht.

Für die folgende, d. i. mittlere Unterzone (β), in welcher Hieroglyphen- und Strzolkaschichten auf Kosten der massigen Sandsteine immer mehr die Oberhand gewinnen, sind nun Kalkeinlagerungen sehr bezeichnend. Die Kalke dieser Einlagerungen sind dunkelgrau bis schwärzlich gefärbt, zum Theil ziemlich massig entwickelt und von sehr zahlreichen, weissen, feineren und groben Calcitadern durchzogen, zum Theil aber schiefrig-plattig ausgebildet und dann auch weniger geadert. Durch thonige, sandige und organische Substanzen erscheinen diese Kalke, insbesondere aber die dünnschichtigeren, meist stark verunreinigt und können dieselben auch im Allgemeinen, gewiss aber in der Mehrzahl der Fälle, richtiger schon als feste Mergelkalke bezeichnet werden. Auf den Verwitterungsflächen sind sie meist weisslich bis gelbbräunlich gefärbt. Durch Aufnahme von feineren Geschieben krystallinischer Gesteine werden die Kalke stellenweise, im Allgemeinen jedoch nur selten, conglomeratisch.

Mit den Hieroglyphen-Strzolkaschichten treten auch die Kalkbildungen in mehreren Horizonten auf, wie dies später an Beispielen nachgewiesen wird.

Im Allgemeinen ist anzunehmen, dass die dickbankigeren Kalkbildungen in der Mitte und in liegenderen Partien der in Rede stehenden Unterzone, in hangenderen Lagen dagegen, sowie gegen die beiden Randzonen zu, die dünngeschichteten ihre grösste Verbreitung finden. Speciell gegen die frühere Randzone der Krywe-Sandsteine erscheinen die meist plattig-schiefrig entwickelten Mergelkalke mitunter fast schwarz gefärbt und zeigen glänzende graphitische Schichtflächen. Da auch in der genannten Randzone, in den Zwischenlagen der Krywe-Sandsteine, stellenweise ähnliche schwärzliche Schiefer zu beobachten sind, so scheinen letztere auf eine Art von Fortsetzung der obigen Kalkbildungen im Bereiche der Krywe-Sandsteine selbst hinzudeuten.

In enger Vergesellschaftung mit den massigeren Kalkeinlagerungen beobachtet man ausserdem häufig ganz dunkle, stark von weissen Calcitadern durchzogene und ähnlich wie die Kalke verwitternde feste Kalksandsteine, die den ersteren häufig so nahe stehen, dass man mitunter zwischen diesen Bildungen keine strenge Grenze zu ziehen vermag.

Im Bereiche der massigeren Kalkeinlagerungen erscheinen die Schichten (Hieroglyphen-Strzolka-) fast immer mehr oder weniger gelockert und liegen auch meistens die Kalke und dunklen Kalksandsteine in kistchenförmigen Blöcken auf den Gehängen und in den Thalsohlen herum. Nur in wenigen Fällen, so z. B. im Kwasny-Thale, wurden letztere, und zwar im Bachbette selbst, noch im Schichtverbande angetroffen. Ihre zahlreichen Calcitadern verleihen dann an den betreffenden Stellen den Bachbetten ein charakteristisches, wie weiss gebändertes und bestrichenes Aussehen.

Es scheint, dass die Kalkbildungen nur in Form von zahlreichen Linsen zur Ablagerung gelangt sind, wenn auch ihre constante Verbreitung in der ganzen mittleren Unterzone anfangs dagegen sprechen könnte.

Nebenbei erwähnt, erwiesen sich auch die, anfänglich so viel versprechenden plattigen Mergelkalke stets als fossilleer.

Die massigen, in dieser Unterzone überhaupt noch verbreiteten Sandsteine sind im Allgemeinen kalkhältiger, feinkörniger und von einer ausgesprocheneren blauen Färbung, wie die Krywe-Sandsteine, an welche sie sich sonst direct anschliessen. Seltener nur treten hier grobkörnigere Varietäten und feine Conglomeratbreccien auf.

Nach der mikroskopischen Untersuchung bestehen die massigen Sandsteine dieser Zone vorwiegend aus Quarzkörnern und solchen Kornaggregaten, wenig rhomboedrischen Carbonat, sehr wenig Feldspath und Biotit. Der letztere zeigt zum Theil noch braune Farbe, zum Theil ist er in Cholorit umgewandelt. Allenthalben treten Eisenoxyde als zurückgebliebene Zersetzungsproducte nach nicht bestimmbaren Mineralien auf.

Charakteristisch für den massigen Sandstein sind die zahlreichen schwärzlichen Punkte und Strichlein, die sich im frischen Zustande deutlich von der graublauen Grundmasse abheben und annähernd ebenfalls ein scheckiges Aussehen des Sandsteines verursachen. Die Erscheinung ist jedoch nicht etwa auf fein vertheilte dunkle Kalkpartikelchen, sondern am wahrscheinlichsten auf eine totale Lichtreflexion in den Quarzpartikelchen, zum Theil vielleicht auch auf den spärlich auftretenden dunklen Glimmer zurückzuführen. Selbst noch in den feinkörnigen Varietäten, so in den Strzolka-Sandsteinen, beobachtet man häufig ähnliche Punkte und Strichlein.

Aehnlich wie die Kalkeinlagerungen der in Rede stehenden Unterzone gegen S. immer mehr zurücktreten, verschwinden dieselben allmälig auch in der nördlichen Unterzone (γ), in welch' letzterer nun Hieroglyphen- und Strzolkaschichten ihre typischeste Entwicklung erreichen.

In dieser Unterzone (γ) führen die plattigen Sandsteine der Hieroglyphenschichten relativ am häufigsten Hieroglyphen, die Schiefer ihrer Zwischenlagen nicht selten schön erhaltene Fucoiden. Die Hieroglyphen- und Strzolkaschichten wechseln auch in dieser Zone vielfach mit massigeren Sandsteinen ab, die feinkörnig und etwas glimmerreicher, wie die früheren sind und häufig eine Neigung zum Zerfallen in grosse Blöcke zeigen. Grobkörnige Varietäten, resp. Conglomerate, treten jedoch in dieser Zone nirgends mehr auf.

Zum Schlusse wäre im Allgemeinen zu erwähnen, dass in der ganzen besprochenen Südzone (*a*) quer auf das Streichen, d. i. von S. dem älteren Gebirge, nach N. hin die massigen Sandsteinbildungen allmälig an Mächtigkeit verlieren und immer feinkörniger werden und gleichzeitig dünnschichtige Lagen immer mehr prävaliren.

Die einzelnen, vorher genannten Schichtfaciesbildungen der Südzone setzen jedoch einen einheitlichen Complex zusammen, der seiner petrographischen Entwicklung nach am meisten, wie schon früher gesagt, dem karpathischen Neocom entspricht.

In den oberen Hieroglyphenschichten, die das Hangende dieses Complexes bezeichnen und auf die schon unmittelbar die oberen Kreidesandsteine folgen, fehlen meistens Strzolka- und massigere Sandsteine, weshalb diese Schichten gewöhnlich mehr weniger das Aussehen einer Schieferzone annehmen. Ihrer Lage nach sind sie bekanntlich mit den Inoceramenschichten der südlicheren Gegenden zu parallelisiren, mit

welch' letzteren sie auch meistens die grösste petrographische Aehnlichkeit aufweisen.

In der nördlichen Zone (*b*) des in Rede stehenden unteren Kreidegebietes begegnen wir einem ähnlichen Wechsel von Hieroglyphen- und Strzolkaschichten und massigen Sandsteinen, wie in der oben erwähnten südlichen Zone (*a*). Die Hieroglyphenschichten zeigen auch hier eine ähnliche Entwickelung wie dort. Dagegen tritt hier in den massigeren Sandsteinbildungen — um vorläufig noch von einigen anderen abweichenden Vorkommnissen abzusehen — an die Stelle des kalkigen vorwiegend ein kieseliges Bindemittel auf, weshalb die nördliche Kreidezone nicht unwesentliche Unterschiede von der südlichen aufweist. Eine nähere Beschreibung dieser, sowie auch der übrigen Bildungen des Kreidegebietes soll nun bei der speciellen Erörterung der einzelnen Profile — der wir uns jetzt zuwenden — gegeben werden.

Wir fangen mit dem Durchschnitte im Thale der vereinigten Theiss an, um dann gegen SO. bis zum Czeremosz fortzuschreiten.

a) Südliche Zone der unteren Kreidestufe und der obercretacische Sandsteinzug.

Das Thal der vereinigten Theiss von Bocskó Rahó flussaufwärts bis Ustieryki.

Die unteren Kreidegebilde beginnen im Theiss-Thale kurz unterhalb von Krasnoplesa (SW. von Bocskó Rahó), woselbst sie im S. unmittelbar an die Verrucanozone des alten Gebirges anstossen. Man beobachtet hier, dem linken Thalgehänge flussaufwärts folgend, Lagen von plattigen Sandsteinen und dunklen Schiefern — denen sich bald, anfangs ganz schwärzliche, weiss geaderte, plattige bis schieferige Mergelkalke mit zum Theil graphitischen, glänzenden Schichtflächen einschalten — im wiederholten Wechsel mit Strzolkaschichten und einzelnen Bänken von massigen Krywe-Sandsteinen, welch' letztere gleich anfangs an zwei Stellen auch in die festen mosaikartigen Conglomeratbreccien übergehen. Die plattigen Sandsteine zeigen hie und da undeutlich ausgeprägte Hieroglyphen. Nebenbei erwähnt sehen die schwärzlichen Mergelkalke den betreffenden Schiefern der krystallinischen Kalkzonen (Par. Obnuju u. s. w.) auffallend ähnlich.

Die erwähnten Kreideschichten bilden eine Reihe von kleineren Aufschlüssen und verflächen, abgesehen von einigen untergeordneten Biegungen und Knickungen, constant nach SW. bis WSW. unter einem Einfallswinkel, der bis 50° Neigung steigt.

Da man den oben angegebenen Schichtwechsel wiederholt in jedem der einzelnen Aufschlüsse beobachtet, so ist bei dem constant gleichen Verflächen der Schichten und den Unterbrechungen zwischen den Aufschlüssen anzunehmen, dass hier die Kreideschichten durch eine Anzahl von verticalen Brüchen verschoben wurden. Aehnliche Störungen gelangen übrigens in der Kreidezone allgemein zur Geltung, wie sich dies noch in der Folge zeigen wird.

Von Lazy flussaufwärts erweitert sich in der Umgebung von Bocskó-Rahó das Theiss-Thal und bieten dann die zum Theil bebauten, vorwiegend jedoch mit Wiesen bedeckten Thalgehänge keine Aufschlüsse.

In den von SO. kommenden Seitenthälern, insbesondere jenen der Silski- und Baldin-Bäche, bemerkt man jedoch (abgesehen von einem reichlichen Gerölle archaischer und dyadischer Gesteine in dem Silski-Bache) in Menge kistchenförmige und mehr plattige Gesteinsstücke von dunklen, geaderten Kalken und Mergelkalken, ferner dunkle Kalksandsteine, Strzolka- und Hieroglyphensandsteine, Thonschiefer, ausserdem auch massige Sandsteine und Stücke feiner Conglomeratbreccien. Man hat es hier mit einem Worte mit der Zone der Kalkeinlagerungen (mittlere Unterzone β) zu thun, zu der auch die zuerst erwähnten Schichtcomplexe, wenigstens zum grössten Theile einzureihen sind, indem im Theiss-Thale, am Südrande der Kreidezone, die Krywe-Sandsteine noch nicht jene selbstständige und wichtige Entwicklung erreichen, wie dies anderwärts im Streichen der Fall ist.

Erst an der Flussvereinigung der Weissen und Schwarzen Theiss in Ustieryki begegnet man wieder Aufschlüssen von dickbankigen Sandsteinen, die ich bereits der oberen Kreide zuzähle. Die Sandsteine stehen hier auch im Flussbette an und bieten gleich höher am rechten Ufergehänge der Schwarzen Theiss einen grösseren Aufschluss. Sie fallen im Allgemeinen nach S., somit unter die älteren Kreideschichten ein, wie überhaupt eine ähnliche Ueberschiebung der unteren Kreideschichten an deren Nordrande, wenigstens auf gewissen Strecken, Regel zu sein scheint (vergl. auch Taf. VII, Fig. 4 und 5).

Der Sandstein von Ustieryki ist zum Theil als ein wenig kalkhältiger Quarzsandstein, in dem nicht selten bis erbsengrosse, wohlabgerundete Quarzstückchen fest eingebacken erscheinen, zum Theil dagegen als ein feinkörnigerer, kalkreicher Sandstein mit nicht gerade seltenen gröberen Calcitausfüllungen in Klüften und Sprüngen entwickelt. Glimmer ist verbreitet und tritt in einzelnen Lagen reichlich und auch in gröberen Schüppchen auf. Der Sandstein zerfällt in mittelgrosse, hie und da auch mächtige mehrkantige, vorwiegend jedoch in kleinere, ebenfalls kantige Gesteinsblöcke.

Der Quarzsandstein ist grau, die andere Varietät der kalkhältigeren Sandsteine dagegen graubläulich gefärbt und erinnert letztere in manchen Beziehungen an die massigen Sandsteinbildungen der unteren Kreide.

Ausserdem wurden hier einzelne, wahrscheinlich höheren Lagen entstammende Blöcke mittelkörniger Conglomerate beobachtet, die an den linken Thalgehängen der Weissen und vereinigten Theiss etwas häufiger zu finden sind. Dieselben bestehen aus abgerundeten Geschieben von Quarz, licht-chocoladebräunlichem Jurakalk und weniger verbreiteten krystallinischen Schiefergesteinen. Im Vergleiche mit den untercretacischen mosaikartigen Conglomeratbildungen, sind sie von minder festem Gefüge und unterscheiden sich von letzteren auch durch die Beschaffenheit und Form ihrer Bestandtheile. Die Kalkbrocken verwittern meist gelblichbraun bis ziegelröthlich, was einigermassen auch für die Varietät der graubläulichen massigen Sandsteine bezeichnend ist, indem man in letzteren häufig gelbliche oder röthliche Punkte bemerkt, die eben von feinen Kalkpartikelchen herrühren.

Dieses Conglomerat, welches sich direct mit den oberen Conglomeraten südlicherer Kreidezonen vergleichen lässt (vgl. pag. 461

u. s. w.), werden wir später in schöner Entwickelung in Łuhi (NO. von Bogdan) antreffen.

Zwischen den Sandsteinbänken in Ustieryki erscheinen auch schmale Lagen von etwas mürben, grauen feinglimmerigen Schiefern und ähnlichen, jedoch mehr sandigen und plattigen Gebilden, welche an die hangendsten Hieroglyphenschichten der unteren Kreide erinnern. Wie es sich jedoch später an deutlichen Beispielen zeigen wird, kommen in liegenderen Partien des obercretacischen Sandsteincomplexes fast immer schmälere Zwischenlagen von Schieferbildungen vor, als welche nun auch diese in Ustieryki zu betrachten sind. In hangenden Lagen des Sandsteincomplexes treten sie jedoch fast gänzlich zurück. In Fällen, wo diese Bildungen auf exponirteren Stellen des obercretacischen Sandsteinzuges aufgeschlossen sind und ihr Zusammenhang mit den Sandsteinen nicht direct zu sehen ist, könnten sie anfangs leicht als Aufbrüche untercretacischer Hieroglyphenschichten betrachtet werden, und dies umsomehr, als man auch in denselben nicht selten, im Kleinen erfolgte Schichtstörungen beobachtet.

Thal der Schwarzen Theiss von Ustieryki flussaufwärts bis Borkut Kwasy; der Felsen von Bostolec.

Während die Varietät der Quarzsandsteine von Ustieryki nur untergeordnet und local im oberen Kreidecomplexe auftritt, erfreuen sich in demselben die graubläulichen kalkhälterigen Sandsteine einer grossen Verbreitung.

So herrschen letztere im Thale der Schwarzen Theiss auf der ganzen Strecke von Ustieryki flussaufwärts bis Borkut Kwasy, wo das Thal wieder enger wird. Am Fusse der vorwiegend mit Wald bedeckten Gebirgsgehänge bilden hier die Sandsteine auf vielen Stellen felsige Schichtpartien und verflächen constant nach W., höher SW. Der Einfallswinkel steigt bis 50° Neigung.

Der Sandstein erscheint stellenweise in mächtigen, über 1 Meter dicken Bänken, so z. B. bei der mit 474 Meter berechneten Thalsohlhöhe u. s. w.; auch wird derselbe stellenweise grobkörnig. Hie und da bildet er auf den Gebirgsgehängen einzelne emporragende Felspartien, so z. B. westlich von der früher erwähnten Höhe 474 Meter auf der rechten Thalseite; dann, in besonders auffallender Form, auf dem linken Thalgehänge im NO. von Bilin, bei der auf der Karte mit Kolo Bostolec bezeichneten Localität.

Vom Weiten schon fällt hier ein weisslicher Felsen auf, den man für einen Kalkfelsen halten würde, der jedoch aus dem massigen obercretacischen Sandstein besteht. Seiner Form nach erinnert dieser Felsen an einen im Verfallen begriffenen Schlossthurm, im Allgemeinen an „Ruinen“ — eine von den Karpathen-Geologen vielfach benützte Bezeichnung für gewisse Formen der Sandsteinfelsen.

Den Namen Bostolec (ob richtig geschrieben, bleibt dahingestellt), möchte sich auf das Wort Stolec (altslavisches Wort, gleichbedeutend mit Stuhl, Thronsessel) zurückführen. Nun befindet sich auch in der Czarna Hora ein exponirter Felsen, der Stolec Dobosza (Stuhl des Dobosz) genannt wird. Dobosz war ein bis heute im Volksmunde lebender berühmter Räuberhäuptling der Huculen. Er soll angeblich von

jenem, eine weite und gute Aussicht bietenden Felsen Umschau über die Gegend gehalten, am selben ausgeruht, und weitere Pläne gesponnen haben. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass das ruthenische Volk überhaupt allen den exponirten und dabei eigenthümlich geformten Felsen den Namen Stolec beilegt.

So dürfte sich auch hier der Name Bostolec auf den vorerwähnten Sandsteinfelsen beziehen und würde dann die Bezeichnung Kolo Bostolec so viel als eine, beim Felsen Bostolec gelegene Localität bedeuten. Etwas Näheres darüber konnte ich übrigens von Niemandem erfahren.

Im Liegenden der massigen Sandsteine beobachtet man auf der genannten Strecke im Theiss-Thale an einigen Stellen ganz schmale Aufschlüsse von graubläulichen, feinkörnigen und sehr festen, in eckige Stücke zerfallenden feinglimmerigen Sandsteinen mit vielen Calcitadern, die mit untergeordneten Schieferlagen wechseln. Diese Sandsteine, welche ganz an dünnbankigere Strzolkasandsteine erinnern, sind z. Th. auch plattig und etwas krummschalig entwickelt und mit feinen Hieroglyphen versehen (z. B. in Bilin).

Das Vorkommen von Hieroglyphen, die, abgesehen von ganz groben Reliefformen, dem obercretacischen Sandsteincomplexe gänzlich fehlen, spricht nun vor Allem für die Zuzählung obiger Schichten zur unteren Kreide, womit auch ihre liegende Lage stimmt, wenn auch dieselben hier einige Abweichungen von den typischen Hieroglyphenschichten zeigen und sich von dem obercretacischen Sandstein weniger deutlich abgrenzen lassen. Es wurde übrigens im Bereiche der obercretacischen Sandsteine wiederholt auch an anderen Orten (so im Czeremosz-Thale) die Beobachtung gemacht, dass in Fällen, wo diese in einer mehr den untercretacischen massigeren Sandsteinbildungen ähnlichen Facies (graublaue, kalkhältige Sandsteine) auftreten, die untere Kreide weniger typisch entwickelt ist und in die obere allmälig überzugehen scheint. Nicht zu übersehen ist jedoch dabei der Umstand, dass man es hier jedenfalls nur mit ganz schmalen Aufbrüchen der unteren Kreide zu thun hat, weshalb eine genauere Trennung nicht leicht durchzuführen ist.

Da auf der in Rede stehenden Strecke im Theiss-Thale die massigen Sandsteinbänke nach W. bis SW. verflächen und ein entgegengesetztes Einfallen nirgends beobachtet wurde, so ist anzunehmen, dass hier der obercretacische Sandsteincomplex durch mehrere senkrechte Brüche verworfen wurde. Es spricht dafür auch der allgemeine Gebirgsbau, indem die dem Flusslaufe entgegengesetzten Seiten der Gebirgsrücken stets steiler sind, als jene, die dem Flusslaufe folgen.

Kurz unterhalb von Borkut Kwasy erweitert sich das Theiss-Thal, um dann bald höher, von der Einmündung des Kwasienka-Baches flussaufwärts bis Swidowec, durch die unteren Kreideschichten der nördlichen Zone *(b)* eingeengt zu werden.

In Borkut Kwasy treten, wie darauf schon der Name hindeutet, im obercretacischen Sandstein an mehreren Stellen Sauerquellen zu Tage. Gleich oberhalb der am rechten Ufer befindlichen Kirche sieht man am linken Theiss-Ufer eine schmale jedoch ziemlich hohe Diluvialterrasse, die aus feineren und gröberen Flussgeschieben, worunter man auch jurassische Melaphyr-Rollstücke bemerkt, besteht. Letztere sind

auch frei im Theiss-Bette, besonders höher flussaufwärts, zu beobachten. Die Schottermassen der Terrasse, welchen sich Streifen groben Sandes einschalten, sind stellenweise durch ein Kalkbindemitlel zu einer Art mürben, leicht zerfallenden Conglomerates verkittet. Obwohl speciell hier, in unmittelbarer Nähe, keine Säuerlinge vorkommen, so ist es doch sehr wahrscheinlich, dass diese Verkittung der Geröllmassen als eine Folge der einstigen Thätigkeit von Säuerlingen zu betrachten ist. Letztere sind nämlich sehr kohlensäurehältig und vermögen deshalb grosse Mengen Kalkes aufzulösen, um selbe unter geeigneten Verhältnissen abzusetzen. Aehnliches wurde auch bereits früher im Cisla-Thale, bei der Alexander-Quelle beobachtet (pag. 415).

Das Körösmezőer Pietrosz-Gebirge; abgerutschte Sandsteinmassen am Pietrosul.

Aus dem Theiss-Thale ziehen die obercretacischen Sandsteine nach NO., wo sie das mächtige Pietrosz-Gebirge zusammensetzen. In diesem Gebirge herrscht überall der massige, frisch bläuliche, mittel- bis ziemlich feinkörnige, mehr oder weniger glimmerreiche Sandstein, in welchem sich jedoch Calcit nur seltener in feineren Sprüngen und Klüften ausscheidet. Er wird hier häufig grobkörnig und sind dann in ihm stets jene gelblichen bis ziegelröthlichen Fleckchen, die von Kalkpartikelchen herrühren, zu beobachten, die bei einer näheren Betrachtung auch in den feinkörnigeren Sandsteinvarietäten fast stets zu sehen sind.

Der Sandstein erscheint stellenweise sehr dickbankig entwickelt — so z. B. am Menczul 1314 Meter (westlich von Pietrosz), wo er unter 40° Neigung nach SW. verflächt, ferner im Szesul-Pietrosz-Hauptzuge u. s. w.

Im letztgenannten Hauptzuge, der von SW. nach NO. und somit senkrecht auf das allgemeine Gebirgsstreichen verlauft, ist auch das Verflächen der Sandsteinschichten ein anormales, nämlich ein nordwestliches. Diese Einfallsrichtung ist insbesondere deutlich am Ostgehänge des Pietrosz zu sehen, welch' letzteres einem mächtigen Schichtkopfe des obercretacischen Sandsteincomplexes entspricht; der Neigungswinkel der Schichten beträgt daselbt 30°. (Vgl. auch Taf. VII, Fig. 7.)

Nebenbei wäre hier zu erwähnen, dass auf der nordöstlichen Seite des mit Pietrosz zusammenhängenden Pietrosul eine gewaltige Masse von Sandsteinschichten zur Abrutschung gelangte. Die abgerutschten Sandsteinbänke bilden noch eine zusammenhängende Masse, die im Allgemeinen nur eine kurze Strecke, einige wenige Zehntel Meter, von der ursprünglichen Stelle hinunterglitt. Die ober derselben sich erhebenden, aus Schichtköpfen bestehenden felsigen Gehänge des Pietrosul machen noch ganz den Eindruck einer frischen Ablösungsfläche, zu der man sich ganz leicht die abgerutschte Masse hinzudenken kann. Insbesondere gut ist diese Erscheinung von dem zur Howerla der Czarna Hora-Kette führenden Sattelkamme zu beobachten.

Der massige Sandstein bildet auch in dem Pietrosz-Gebirge hie und da kleinere, ruinenartige Felspartien, die von Weitem gesehen, leicht für jurassische Kalkfelsen gehalten werden könnten, von welch' letzteren, die hier an einigen Stellen auftreten, später eine nähere

Erwähnung geschehen wird. Solche Sandsteinfelsen sind z. B. auf den linken (östlichen) Gehängen des kesselartigen Thales der Rohonieska polonina, insbesondere in der Nähe des Thalbodens, zu beobachten.

Häufig auch werden hier die Gebirgsgehänge mit einem groben Trümmermateriale des massigen Sandsteins bedeckt. In dem nördlichen und orographisch höchsten Theile dieses Gebirges, der durch Szesul, Pietrosz und die am nordwestlichsten gelegenen Szesa (1564 Meter) gebildet wird, zeigt der Sandstein fast überall die Tendenz zum Zerfallen in grosse dicke Platten.

Den südlichen und orographisch tiefer gelegenen Theil dieses Sandsteinzuges, welcher sich in den durch die beiden Theiss gebildeten Winkel hineinzieht, verquerte ich in der Richtung von Borkut Kwasy im Thale der Schwarzen Theiss, bei dem Bostolec-Felsen vorbei, über Stebiora hinüber in das Thal der Weissen Theiss, unterhalb der Mündung des Paulek-Baches. Auf dieser ganzen Strecke herrschen nur obercretacische Sandsteine, resp. auf dem nordwestlichen Zweigrücken der Stebiora (1174 Meter) auch Conglomerate, welch' letztere vorwiegend aus Quarzgeschieben bestehen und auf dem bewaldeten Rücken in grossen Blöcken herumliegen. Erst in tieferen Horizonten des Sandsteincomplexes traf ich, und zwar beim Herabsteigen in das Thal der Weissen Theiss, auf einem Fusswege, auch schiefrige Zwischenlagen an.

Noch tiefer unten in letzterer Richtung und schon in der Nähe der Thalsohle der Weissen Theiss, erreicht man schliesslich im Liegenden der oberen Sandsteine eine Zone von untercretacischen Hieroglyphenschichten, die gleich weiter im Streichen, an der Paulek-Mündung, einige grössere Aufschlüsse bieten. Die Schiefer der Hieroglyphenschichten, denen sich untergeordnet auch dünnere Lagen von Strzolkasandsteinen (12—14 Ctm.) einschalten, führen in dem Paulek-Thale hie und da die bezeichnenden Fucoiden. Letztere fanden sich in einer sehr schönen Erhaltung auch gleich höher im Theiss-Thale, in Woczi (bis wohin die obige Aufbruchszone der unteren Kreide reicht) und zwar am rechten Theiss-Gehänge vor. Man sieht dort einen feineren Schutt von Hieroglyphenschichten, in welchem auch Stücke von dunkelgrauen, festen Mergelschiefern zu finden sind und die eben sehr schön erhaltene *Sphaerococcites*-Exemplare führen. Nebenbei erwähnt, kommen jedoch Mergelschiefer in den obersten Hieroglyphenschichten nur selten vor.

Folgt man dem früher erwähnten Paulek-Thale bachaufwärts, so trifft man in diesem Thale höher noch an einigen Stellen kleinere Aufbrüche von untercretacischen Schichten an. Unterhalb der mit 673 Meter berechneten Thalsohlhöhe dieses Baches, schalten sich dem obercretacischen Sandsteincomplexe ziemlich grobkörnige Conglomerate, mit lichteren Jurakalkbrocken, ein. Letztere treten hier somit im Streichen der Stebiora-Conglomerate auf.

Thal der Weissen Theiss von Ustieryki flussaufwärts bis Bogdan; Profil des Krywe-Rückens.

Im Thale der Weissen Theiss selbst herrscht von Ustieryki bis in die Nähe von Bogdan vorwiegend der obercretacische, massige, frisch bläuliche und grau verwitternde, ziemlich glimmerhältige Sandstein, der stellenweise grobkörnig wird und dann deutlich die bezeichnenden

gelblichen Kalkpunkte zeigt. Nur an wenigen Stellen treten auf dieser Strecke auch im Thale selbst Hieroglyphenschichten zum Vorschein. Es greift jedoch der massige Sandstein nur mit seichten Lappen auf die linke Thalseite hinüber, so dass hier der Lauf des Flusses annähernd fast genau die Grenze zwischen der oberen und unteren Kreide, welch' letztere das Gebirge am linken Ufer zusammensetzt, bezeichnet. Unterhalb der Paulek-Mündung wird der Theiss-Fluss durch dickbankige Sandsteine der oberen Kreide schluchtartig eingeengt.

Auf den steilen Gebirgsgehängen, die das linke Ufer der Theiss begleiten, sieht man hie und da in den Thalrissen ein echt untercretacisches Schuttgerölle, das von oben herabkommt, während unten in der Thalsohle obercretacische Sandsteine anstehen. Letztere fallen, ähnlich wie in Ustieryki, gegen das ältere Kreidegebirge ein. (Vergl. pag. 521.)

Eine Seitenexcursion aus dem Theiss-Thale gegen Süden, über den Rücken des Krywe zum krystallinischen Menczul (1380 Meter) lieferte Resultate von einiger Wichtigkeit.

Beim Aufstieg auf den genannten Rücken beobachtete ich auf dem waldigen Wydryczka-Gebirgshange durch längere Zeit zwar nur einzelne lose Gesteinsstücke, die jedoch ihrer Beschaffenheit nach ohne Zweifel auf ein untercretacisches Terrain hindeuten. Höher, im NO. von Krywe, waren dann auch Stücke von Kalksteinen zu finden, wie solche eben für die mittlere Unterzone (β) der unteren Kreide charakteristisch sind. Schon in der Nähe der höchsten Kammerhöhung des Krywe-Rückens erschienen hierauf die das Hangende der unteren Kreide bezeichnenden (oberen) Hieroglyphenschichten, über welchen auf der genannten Kammerhöhung massige, glimmerige Sandsteine der oberen Kreidestufe folgten.

Auf dem Kamme südlich von Krywe kommen wieder die früheren Hieroglyphenschichten, dann noch liegendere Schichten der unteren Kreide zum Vorschein, bis sich wieder Kalkeinlagerungen bemerkbar machen. Weiter südlich wiederholt sich noch einmal das obige Profil, und tritt auch dort auf der mittleren, mit U Plaika benannten Kammerhöhung, ähnlich wie am Krywe, eine Scholle von massigen, obercretacischen Sandsteinen auf.

Nach dem Gesagten erscheinen somit am Krywe-Rücken die Kreideschichten in einige seichte Wellen gefaltet und ist der Gebirgsbau hier als ein regelmässiger zu bezeichnen. Wir werden auch in der Folge sehen, dass die in den unteren Kreideschichten so häufig zu beobachtenden Störungen vorwiegend auf mehr locale oder secundäre Wirkungen von wenig ausgedehnter Tragweite zurückzuführen sind, und dass die südliche Kreidezone, im Allgemeinen betrachtet, eine grosse Welle darstellt, die jedoch an ihrem Nordrande in den meisten Fällen überschoben erscheint, an ihrem Südrande dagegen stets discordant an das ältere Gebirge anstosst. (Vergl. Taf. VII, Fig. 4 und 5.) Die erwähnten secundären Wirkungen, die sich vor Allem in zahlreichen kleineren Brüchen äussern, machen den Eindruck, als würden die Kreideschichten bei der Gebirgshebung ineinander geschoben oder stark zusammengepresst worden sein.

Der regelmässig wellenförmige Bau des Krywe-Rückens, das Auftreten von Kalksteinlagerungen — denen wir vorher tief unten im

Streichen, bei Bocskó Raho im Thale der vereinigten Theiss, begegneten — am Kamme dieses Rückens, lässt schon jetzt die Annahme als begründet erscheinen, dass die vorher theoretisch angenommenen drei Unterzonen der älteren Kreide (α, β, γ) mit grosser Wahrscheinlichkeit nicht etwa altersverschiedenen Horizonten entsprechen, sondern lediglich als quer auf das Streichen zur Geltung gelangende Faciesunterschiede eines einheitlichen Schichtcomplexes zu betrachten sind. Man könnte sich auch sonst in dem vorliegenden Falle die concordante Lage der obercretacischen Schollen am Krywe-Plaika-Rücken nicht anders erklären.

Thalgebiet des Kwasny-Baches, Kalktuffablagerungen im Masłokrut-Thale; Fortsetzung des Profiles nach N. im Bogdan-Thale.

Im weiteren Verfolg der unteren Kreidezone gegen SO. begegnen wir in dem Kwasny-Thale (südlich von Bogdan) einem für diese Zone in manchen Beziehungen lehrreichen Durchschnitte.

In dem zunächst dem älteren Gebirge gelegenen Kreidegebiete dieses Thales beobachtet man ähnliche Verhältnisse, wie bei Krasnoplesa im Theiss-Thale, unterhalb von Bocskó Rahó. Es treten hier jedoch die massigeren Bildungen, nämlich Krywe- und Strzolkasandsteine — denen sich an einigen Stellen, so z. B. gleich unterhalb der Klause am rechten Kwasny-Ufer, auch die feinen Conglomerate zugesellen — mehr in den Vordergrund und bedecken mit einem vorwiegend feineren Trümmerschutte die Gebirgsgehänge. Nur an einigen Stellen machen sich auch dünnschichtige Lagen mit dunklen Mergelkalkbänkchen bemerkbar. Man sieht dieselben z. B. auf den östlichen Ufern des Klausteiches schwach aufgeschlossen, wo sie in einige kleinere, zum Theil verworfene Wellen zusammengefaltet erscheinen, im Allgemeinen jedoch nach SW., gegen das ältere Gebirge einfallen und hier allem Anscheine nach den tiefsten Kreidehorizont bezeichnen.

Thalabwärts verquert man dann, von der Mündung des Masłokrut bis zu jener des Radomir-Baches, die mittlere, das ist die eigentliche Zone der Kalkeinlagerungen (β). Letztere sind stellenweise im Bachbette auch anstehend, im Verbande mit Hieroglyphen- und Strzolkaschichten zu beobachten. Abwechselnd mit diesen tritt im Bachbette ein sehr massig gebankter Sandstein auf, der häufig in grossen abgewaschenen Blöcken anzutreffen ist. Derselbe nähert sich am meisten dem Typus der Krywe-Sandsteine, ist jedoch etwas kalkhältiger als letzterer und erscheint auch häufiger, und zwar von mitunter ziemlich dicken Calcitadern durchzogen. Der mikroskopische Befund dieses Sandsteins wurde vorher angeführt (pag. 519).

Es hat fast den Anschein, als würde hier letzterer Sandstein dem Liegenden der kalkführenden Schichten angehören, was indessen in Folge der eigenthümlichen Unbeständigkeit in der Ausbildung und den Lagerungsverhältnissen der Kreideschichten nicht mit Bestimmtheit gesagt werden kann.

Vom Radomir-Bache thalabwärts beherrschen hierauf das Thal des Kwasny-Baches, bis zu dessen Einmündung in die Theiss, Hieroglyphenschichten in typischer Ausbildung. Untergeordnet schalten sich

denselben, die auch mit massigeren Sandsteinbildungen wechseln, dunkle Mergelkalkbänkchen ein. An mehreren Stellen fanden sich da einzelne Gesteinsstücke mit sehr typischen Hieroglyphen, sowie Schieferstücke mit Fucoiden vor, wie überhaupt solche typische Vorkommen meist nur auf einzelnen Gesteinsstücken anzutreffen sind.

Die erwähnten Schichten bilden eine Reihe von kleineren, getrennten Aufschlüssen und fallen auf der ganzen Strecke ziemlich flach und, abgesehen von einigen geringeren Abweichungen, constant nach NW. ein. Dieses anormale Verflächen, das auch nördlich, im Theiss-Thale vorherrscht, wurde vorher auch noch im weiteren nördlichen Streichen, d. i. im Pietrosz-Szesul-Zuge constatirt.

Die gleiche Einfallsrichtung und die sich regelmässig wiederholenden Unterbrechungen zwischen den einzelnen Aufschlüssen, sprechen für das Vorhandensein einer Reihe von kleineren Verwerfungen. Es ist anzunehmen, dass die festen und spröden Schichten bei der Gebirgshebung dem Drucke nicht in Wellen nachgeben konnten, sondern durch verticale Brüche verworfen wurden. Hie und da sieht man auch direct kleine senkrechte Verschiebungen in den einzelnen Aufschlüssen der Hieroglyphenschichten.

Auf den aufschlusslosen Strecken aber — zwischen den einzelnen anstehenden Partien von Hieroglyphenschichten — begegnet man in den kleinen Wasserrissen der Thalgehänge wiederkehrend geringeren Schuttbildungen von dunklen, stark geaderten Kalken und Kalksandsteinen. So sieht man beim Thalabwärtsgehen, dass auf eine Schuttmasse der erwähnten Kalkbildungen eine Hieroglyphenpartie, auf diese wieder die früheren Kalkbildungen, dann wieder Hieroglyphenschichten folgen u. s. w., so dass scheinbar die Kalkbildungen sowohl im Liegenden wie auch im Hangenden der Hieroglyphenschichten erscheinen. Indess ist es jedoch das Wahrscheinlichste, dass hier die Kalkbildungen ausschliesslich dem Liegenden der Hieroglyphenschichten entsprechen und nur durch die früher erwähnten Verwerfungen in z. Th. scheinbar hangende Lage von letzteren gebracht wurden. Mit Bestimmtheit lässt sich dies nicht entscheiden, da vor Allem zusammenhängende Aufschlüsse, wie überhaupt im ganzen Kreidegebiete, so auch hier fehlen, und man andererseits nicht mit voller Bestimmtheit behaupten kann, dass die in Rede stehenden Hieroglyphenschichten insgesammt einem und demselben Horizonte, in engster Bedeutung des Wortes, entsprechen. Wie dies nämlich schon früher angenommen wurde und gleich an einem Beispiele nachgewiesen werden soll, wechseln auch thatsächlich Hieroglyphenschichten, Schichten mit Kalkeinlagerungen u. s. w. in senkrechter Richtung mehrere Male mit einander ab.

Im Allgemeinen nehmen jedoch die Kalkbildungen auch im Kwasny-Thale gegen N. (wie dies vorher theoretisch angenommen wurde), d. i. bachabwärts immer mehr ab, obwohl man speciell in diesem Thale, wo ein anormales Verflächen der Schichten eintritt, bei einer Bewegung von S. nach N. unter einem sehr spitzen Winkel die Streichungsrichtung der Schichten verquert.

Von dem erwähnten wiederkehrenden Auftreten der einzelnen Kreideschichtbildungen in verschiedenen Horizonten, kann man sich nun direct überzeugen, wenn man z. B. von der Mündung des vorher genannten

Radomir-Baches, an welcher Schichten mit Kalksteineinlagerungen anstehen, direct nach S. über den steilhangigen und dichtbewaldeten Radomir groń gegen die Eruptivgruppe des Pietrys hinaufsteigt.

Den Nordfuss dieses Gebirgsrückens nehmen gleich höher dickbankige Sandsteine ein, die nach oben mit dünnschichtigen Lagen wechseln. Dann bilden letztere (Hieroglyphenschichten) eine selbstständige Zone, der sich nach oben anfangs dünne, dann dickere Bänke von dunklen Kalk- und Kalksandsteinbildungen einschalten. Höher (etwa 200 Meter über der Thalsohle des Kwasny) tritt abermals ein Wechsel von Hieroglyphen-Strzolkaschichten mit massigen Sandsteinbänken und hierauf (in einer Höhe von circa 300 Meter) wieder eine Zone mit Kalkeinlagerungen auf.

Die Schichten fallen constant nach SW., insoferne man dieselben überhaupt im Schichtverbande sehen kann.

Weiter, beiläufig in einer Höhe von 1000 Meter (ü. d. M.), wo sich bereits der Rücken flacher legt, herrschen glimmerarme Sandsteine, die mit dünnschichtigen Lagen wechseln. Letztere bieten hie und da kleine Aufschlüsse und zeigen secundäre, jedoch starke Schichtstörungen. Dann treten — auf einer Alpenwiese — glimmerarme, z. Th. grobkörnige Krywe-Sandsteine und feine Conglomeratbreccien auf, während weiter nach S., gegen die Eruptivkuppe des Pietrys, sich noch einmal dünnschichtige Lagen (plattige Sandsteine und Schiefer) bemerkbar machen.

Es wiederholt sich somit am Radomir-Rücken das vorher im südöstlichen Streichen, im Kwasny-Thale, verquerte Profil. Da jedoch den einzelnen Schichtgruppen bestimmte Eigenschaften abgehen und vor Allen Fossilien fehlen, um sie verschiedenen Ortes stets wiederzuerkennen, so musste auf eine nähere Horizontirung derselben umsomehr verzichtet werden, als auch Aufschlüsse im Stiche lassen.

Einen ähnlichen wiederkehrenden Schichtwechsel beobachtet man auch, wenn man z. B. aus dem Kwasny-Thale bei der Mündung des Maslokrut-Baches, gegen SO. auf dem Tomnatek groń hinaufsteigt, oder den langen, das rechte Ufer des Kwasny-Baches begleitenden Douhi-Rücken seiner ganzen Länge nach begeht. Auf dem letztgenannten Rücken wurden Kalkeinlagerungen etwas westlich von der Höhe 1356 Meter, dann weiter nördlich bei 1132 Meter und, beim Hinabsteigen in der Richtung zur Kwasny-Mündung, im unteren Theile des nordwestlichen Ausläufers des Douhi-Rückens beobachtet. Auf der Ostseite des Douhi-Rückens dagegen, und zwar im Stiaul-Thale selbst, kommen die Kalkbildungen nur mehr ganz untergeordnet und an wenigen Stellen am Unterlaufe des Stiaul vor.

Zum Schlusse der Betrachtungen über das Kreidegebiet des Kwasny-Baches wäre noch zu erwähnen, dass eine Seitenexcursion in das Thal des Maslokrut-Baches sich in mancher Hinsicht als lohnend erweist. In diesem Thale erreichen Kalkbildungen eine grosse Verbreitung und verursachen im Vereine mit kalkhältigen Sandsteinen die Bildung von förmlichen Kalktuffelsen, wie man hier solche stellenweise am unteren Laufe des Maslokrut, bevor sich dieser in die zwei oberen Hauptarme verzweigt, beobachtet. Kalktuffbildungen sind zwar in der unteren Kreidezone *(a)* nicht selten, doch nirgends in solcher Mächtigkeit anzutreffen, wie hier (vergl. auch pag. 495).

Von der Mündung des Kwasny-Baches folgen wir jetzt der Weissen Theiss flussaufwärts, um hierauf im Thale des Bogdan-Baches, der im gleichnamigen Dorfe in die Theiss mündet, das Profil nach N. fortzusetzen.

Am Eingang in das Bogdan-Thal sieht man Hieroglyphenschichten, die nur schmal und fast nur an der Thalsohle selbst aufgeschlossen sind und über denen sich gleich höher massige obercretacische Sandsteine lagern. Die Hieroglyphenschichten gleichen in petrographischer Beziehung jenen aus dem Kwasny-Thale, führen jedoch weniger typische Hieroglyphen und enthalten auch keine Kalkeinlagerungen. Am rechten Bogdan-Ufer beobachtete ich in denselben ganz kleine linsenförmige Einlagerungen von Sphärosiderit. Ihrer Stellung nach sind sie als der oberste Horizont der Hieroglyphenschichten, d. i. als das Hangende der unteren Kreide zu betrachten. Mit den sie überlagernden obercretacischen Sandsteinen fallen sie flach nach NW. ein.

Der obercretacische Sandstein, der in bis 1·5 Meter dicken Bänken erscheint, ist hier mehr lichtgrau gefärbt und in einzelnen Lagen sehr glimmerreich. Er neigt zum Zerfallen in grosse Blöcke. Insbesondere höher, bachaufwärts, wird derselbe häufig grobkörnig, wobei in ihm Quarzbestandtheile stellenweise sehr vorwiegen. Derselben geht auch weiter thalaufwärts, kurz bevor man die kleine, auf der Karte eingezeichnete untere Kreideinsel erreicht, in ein gröberes Conglomerat mit bis zu kopfgrossen Einschlüssen über.

Das letztgenannte grobe Conglomerat bildet hierauf eine kurze Strecke bachaufwärts steile Felswände und engt das Thal schluchtartig ein. Nach oben wird es jedoch feinkörniger und es herrschen z. B. im nordwestlichen Streichen hoch oben am Mlaki-Rücken nur feinere Conglomerate in Verbindung mit groben Sandsteinen. Im Liegenden dieses Conglomerates, welches genau im Streichen jenes im Paulek-Thale, sowie jenes von der Stebiora auftritt, erscheinen bachaufwärts dünnschichtige Lagen, welche, wie schon erwähnt, einem kleinen, inselartigen Aufbruche der unteren Kreide entsprechen.

Thalaufwärts herrschen dann lange Zeit feste, bläuliche, massige Sandsteine, in denen man nicht selten Calcitausfüllungen in Klüften bemerkt, die aber andererseits durch ihre z. Th. quarzitische Ausbildung und bedeutend grössere Härte, sowie auch durch das Zerfallen in vorwiegend kleinere eckige Gesteinsstücke, etwas fremdartig in dem obercretacischen Sandsteincomplexe erscheinen, trotzdem aber ohne allen Zweifel dem letzteren angehören. In ihrem Liegenden kommen auch höher an der Thalsohle (ähnlich wie im Thale der Schwarzen Theiss) untercretacische Schichten zum Vorschein, die jedoch nur so geringe Aufbrüche constituiren, dass sie bei der Einzeichnung auf der Karte unberücksichtigt gelassen wurden. Dieselben sind jedoch mit den obercretacischen schmalen Zwischenlagen von schiefrigen Bildungen nicht zu verwechseln, welch' letztere auch hier in den oberen Sandsteinen, u. z. deren liegenderen Partien, zu finden sind.

Abgesehen von einigen geringeren Abweichungen im Verflächen und steilerer Schichtstellung fallen die Sandsteinbänke auf der ganzen erwähnten Strecke im Bogdan-Thale im Allgemeinen nach SW. ein.

Die genannten festen, z. Th. quarzitischen Sandsteine des Bogdan-Thales herrschen im nordwestlichen Streichen auch auf dem Silce-Rücken, während von Silce gleich im S., am Sehlen, sowie im N., am Szesul, die gewöhnliche Sandsteinvarietät vorkommt. Es tritt auch daselbst der Unterschied zwischen diesen beiden Sandsteinvarietäten in Folge stärkerer Verwitterung, welche durch die exponirte Lage des Kammes begünstigt wird, noch deutlicher zum Vorschein.

Weder auf dem letzterwähnten langen Rücken, der von Młaki zum Szesul über Silce führt (ebenso auf dem südöstlichen, das rechte Bogdan-Ufer erreichenden Zweigrücken des Szesul, sowie auch auf den übrigen Nebenrücken des Pietrosz-Hauptzuges), noch auf dem langen, das linke Bogdan-Ufer begleitenden Gebirgsrücken Borkutowyj Preług, wurden irgendwo Hieroglyphenschichten oder auch sonstige Bildungen der unteren Kreidestufe beobachtet. Es herrschen daselbst überall die massigen obercretacischen Sandsteine, und zwar, mit Ausnahme von Silce, von der gewöhnlichen Varietät. Es kann somit die Frage über die Stellung der festen und theilweise quarzitisch entwickelten Sandsteine nur dahin beantwortet werden, dass dieselben nur als eine locale Faciesbildung des obercretacischen Sandsteincomplexes zu betrachten sind. Wir werden auch thatsächlich in der Folge dieser Sandsteinvarietät noch an einigen Stellen im oberen Kreidecomplexe begegnen, wie auch bereits vorher in Ustieryki ähnliche, jedoch mehr grobe Quarzsandsteine beobachtet wurden. —

Bevor wir, gegen SO. fortschreitend, auf das nächste Hauptprofil der Kreidezone im Krywe-Thale zu sprechen kommen, soll noch vorher des Durchschnittes im Theiss-Thale, von der Bogdan-Mündung flussaufwärts, in Kürze gedacht werden.

Im Streichen des obercretacischen Sandsteinzuges von Bogdan Theiss-aufwärts bis in das Czeremosz-Thal; grobes Conglomerat von Łuhi, Aufbrüche unterer Kreide in Łuhi u. s. w.

Oberhalb von Bogdan wird das Theiss-Thal von massigen, mitunter sehr glimmerreichen Sandsteinen eingenommen, in deren Liegenden höher im Thale, untercretacische Hieroglyphenschichten, hie und da von starken Störungen betroffen, in einer schmalen Aufbruchszone zum Vorschein kommen. Dann senken sich wieder die obercretacischen Sandsteine bis zur Thalsohle herab und bedecken auf einer kurzen Strecke die Gebirgsgehänge mit einem mächtigen Blockwerk, worunter man auch Blöcke von gröberen und feineren Quarzsandsteinen beobachtete (stumpfe Kegelform der Berge, vergl. pag. 514).

Thalaufwärts und kurz vor Łuhi entwickelt sich aus dem massigen Sandstein ein grobes Conglomerat, das hier genau im Streichen jenes im Bogdan- und Paulek-Thale (u. s. w.) auftritt und einen steilen Abhang bildet, der den Fluss zu einer Krümmung zwingt. In der mittelgroben Conglomeratmasse stecken kopfgrosse und auch grössere Rollstücke von lichtgrauem und graubraunem Kalk, weissem Quarz u. s. w. Von krystallinischen Gesteinen wären als Bestandtheile auch schwarze Kieselschiefer und grünlich gefärbte Schiefer zu erwähnen. Die Kalkeinschlüsse entsprechen petrographisch ganz den anstehenden

Kalken der später zu beschreibenden Juraklippen, speciell dem Stramberger Kalke, wie solcher zum Beispiel am Ostfusse des Pietrosz vorkommt. Auch zeigen sie Andeutungen von Versteinerungen, wie solche sonst nur in den Jurakalken beobachtet wurden.

Dieses Conglomerat erinnert in seiner ganzen Entwicklung, ähnlich wie auch die vorher aus dem Bogdan- und Paulek-Thale erwähnten, direct an die Conglomerate der oberen Kreidestufe in den südlicheren Gegenden (vergl. pag. 461).

Im Liegenden dieses Conglomerates folgt Theiss-aufwärts in Łuhi eine grössere Aufbruchszone von untercretacischen Gebilden, die mit Berücksichtigung der Aufschlüsse zu beiden Seiten der Theiss aus einer Verknüpfung von Hieroglyphen- und lichter gefärbten — von den bis jetzt in der Kreidezone angetroffenen zum Theile etwas abweichenden — Strzolkaschichten bestehen.

Diese abweichenden Faciesbildungen werden wir später im Thale der Schwarzen Theiss, an der Einmündung des Kwasienka-Baches, in typischer Entwicklung antreffen und unter der Bezeichnung von Kwasienka-Schichten näher beschreiben. Vorläufig sei nur erwähnt, dass in denselben licht graubläulich gefärbte, glimmer- und kalkreiche, geaderte Strzolkasandsteine mit eigenthümlich zersprungenen Verwitterungsflächen, auf denen man auch Hieroglyphen von etwas gröberer Zeichnung bemerkt; ferner licht gefärbte mürbere Schiefer u. s. w. auftreten, und dass diese Schichten in vielen Beziehungen sehr an die obereocenen Gebilde, wie wir denselben in der südlichen Sandsteinmulde begegneten, erinnern. Ihre Lage, sowie auch ihre Verknüpfung mit den für die untere Kreide typischen Hieroglyphenschichten, lässt jedoch über ihr cretacisches Alter keinen Zweifel aufkommen, wie dies noch später bei der Beschreibung der Nordzone der unteren Kreide *(b)* näher nachgewiesen und auch der Umstand festgestellt werden soll, dass diese abweichende Schichtzone nur in einer bestimmten Streichungsrichtung und stets in einem und demselben, und zwar höheren Horizonte der unteren Kreide ihre Verbreitung findet. Es sind übrigens auch schon in der Südzone der unteren Kreide *(a)*, und zwar an ihrem Nordrande, hie und da Andeutungen von diesen Faciesbildungen zu beobachten, die im Allgemeinen sehr selten im Schichtverbande anzutreffen sind und meist feuchte, lehmige und bläulich gefärbte Schuttgehänge, welche charakteristische Korbblüther (Tussilago, Petasites) nähren, bilden — so zum Beispiel gleich beim Eingange in das Kwasny-Thal am linken Thalgehänge u. s. w.

Höher in Łuhi herrschen dann wieder obercretacische Sandsteine. Ich beobachtete daselbst an einigen Stellen auch die aus dem Bogdan-Thale und von Silce bekannte feste, quarzitische Sandsteinvarietät. Es herrscht hier jedoch der massige, blaue und grau verwitternde, relativ minder feste Sandstein vor, der nicht selten in Klüftchen mit Calcit ausgefüllt erscheint und dadurch, wie schon erwähnt, an die Strzolkasandsteine der unteren Kreide erinnert. Er führt meistens nur feinen und zerstreuten Glimmer, wie dies überhaupt bei dieser Sandsteinvarietät, die im oberen Kreidecomplexe die verbreitetste, fast stets der Fall ist.

Dieser Sandstein, den wir bereits vorher im unteren Thale der Weissen und Schwarzen Theiss in grosser Verbreitung fanden, setzt dann

weiter im Streichen auch das ganze obere Flussgebiet der Weissen Theiss, respective jenes des Stohowec (mit welchem der Oberlauf der Theiss benannt wird) zusammen. Er streicht hierauf gegen SO. nach Galizien hinüber, und beherrscht das Czeremosz-Thal auf der langen Strecke von Szybeny flussaufwärts bis Stefulec (unterhalb der Popadia-Mündung).

Stellenweise erscheint dieser Sandstein grobkörnig entwickelt und geht auch in feinere Conglomerate über, in welchen man stets Brocken von gelblich bis röthlich verwitternden Kalken bemerkt. Solche Conglomerate wurden zum Beispiel im obersten Stohowec-Thale unter Corbu, ferner an der Mündung des Kierniczny-Baches im Czeremosz-Thale u. s. w. beobachtet. Gelbliche, von feinen Kalkpartikelchen herrührende Punkte bemerkt man übrigens auch in der feinkörnigeren Sandsteinvarietät bei der Verwitterung fast allenthalben, was eben für die letztere Varietät (welche die verbreitetste ist) bereits früher schon als charakteristisch angeführt wurde.

Nur an wenigen Stellen tritt im Liegenden dieses mächtigen Sandsteinzuges die untere Kreide in kleinen Aufbrüchen zu Tage; so im obersten Stohowec-Thale, dann auf der galizischen Seite an den Ladieszku- und Preluczny-Bächen, welch letztere bei Borkut am linken Ufer des Czeremosz münden. Es machen sich daselbst auch die Bildungen von der lichten Facies bemerkbar und nähern sich so diese Aufbruchszonen der unteren Kreide, zunächst jener von Łuhi, in deren Streichen sie auch liegen.

Von den ganz kleinen Aufbrüchen der unteren Kreideschichten im Czeremosz-Thale selbst, welche in ihrer Entwicklung ganz jenen im Thale der Schwarzen Theiss entsprechen, wird noch später Erwähnung geschehen.

Aus dem Thale des Krywe-Baches (Par. Chirvi), über den Mezipotoki-Nieniska-Gebirgskamm in das Stiaul-Thal.

Im Krywe-Thale, wo die unteren Kreideschichten im S. unmittelbar an die Dyaszone des alten Gebirges (Farcheu-Gruppe) anstossen, herrschen bachaufwärts längere Zeit und beiläufig bis zu der knieförmigen Biegung des Baches nach O., die massigen und scheckigen Krywe-Sandsteine, die stellenweise in feine mosaikartige Conglomerate übergehen (pag. 516, 517). Sie bilden hier ziemlich häufig kleinere steilwandige Felspartien an der Thalsohle des Baches.

Gleich beim Eingange in das Kreidegebiet dieses Thales beobachtete ich am linken Thalgehänge, bei La Firesteu, auch etwas gröbere und fest verkittete Conglomeratbreccien, die sich ausserdem durch ihren Reichthum an dunklen und meist lichter verwitternden Kalkeinschlüssen auszeichnen. Wir werden dieser Conglomeratvarietät, die von der vorher genannten und gewöhnlichen etwas abweicht, in der Folge noch an einigen Stellen am Südrande der Kreidezone begegnen.

Die Krywe-Sandsteine wechseln auf der genannten Strecke wiederholt mit Strzolkaschichten und schmalen Zonen von hieroglyphenartigen Schichten ab, wobei letztere fast stets im Kleinen erfolgte Schichtstörungen zeigen. Zwischen den massigen Sandsteinbänken selbst machen

sich auch dünne Lagen von mitunter fast phyllitisch entwickelten, sowie von ganz dunklen und schwärzlichen Schiefern bemerkbar, wie dies am Südrande der Kreidezone häufig zu beobachten ist und bereits früher im theoretischen Theile erwähnt wurde.

Im Allgemeinen fallen die Schichten constant nach SW. und somit, wie überall, gänzlich discordant vom alten Gebirge ab.

Oberhalb der starken Krümmung des Krywe-Baches nach O. tritt allmälig und immer deutlicher die Faciesentwicklung der mittleren, durch die Kalkeinlagerungen charakterisirten Kreidezone (β) zu Tage, wie uns dieselbe vorher im Streichen im Kwasny-Thale entgegenkam. Strzolka- und Hieroglyphenschichten mit Einlagerungen von Kalk und dunklem Kalksandstein, ausserdem auch massige Krywe-Sandsteine und feine Conglomerate beherrschen dann das ganze obere Krywe-Thal, und weiter im südöstlichen Streichen auch das Thal des Róžasz mały, welch' letzterer in den Sokołow-Bach mündet. Selbst noch auf der Wasserscheide der genannten Krywe- und Róžasz-Thäler, d. i. auf dem schmalen viaductartigen Kamme der Cacateasa, kommen in der dem Farcheu näher gelegenen Hälfte dieses Kammes — somit in einer für die untere Kreide hohen Lage — Kalkeinlagerungen zum Vorschein. Die betreffenden Schichten stellen dort den Scheitel einer steilen Anticlinale dar, auf die südlich und nördlich dünnere Hieroglyphenschichten, meist grosse Störungen zeigend, folgen (Taf. VII, Fig. 5).

Bei einem Anstieg aus der Thalsohle der genannten Bäche, so z. B. aus dem Róžasz-Thale zum Thalkessel Julina unter dem Mihailecu, oder aus dem Krywe-Thale längs dem direct von Mezipotoki herabkommenden Seitenthale zum letzterwähnten Mezipotoki-Berg, kann man das Auftreten von Kalkeinlagerungen in mehreren Horizonten, respective ein Wechseln der früher angeführten Schichten in senkrechter Richtung, mit einiger Genauigkeit constatiren.

Insbesondere interessant ist das genannte enge Mezipotoki-Thal (in das wir uns jetzt begeben wollen, um das Profil nach N. fortzusetzen), indem man in demselben viele Entblössungen der im Allgemeinen stark gestörten und mitunter steil im Bachbette aufgerichteten, vorwiegend jedoch nach SW. verflächenden Kreideschichten und ausserdem ein reichliches Schuttmateriale antrifft, was immerhin eine nähere Inaugenscheinnahme der verschiedenen Gesteinstypen gestattet.

Die Kalke der Einlagerungen erscheinen in diesem Seitenthale theils massig, theils aber auch schiefrig plattig entwickelt. Etwa in der mittleren Höhe des Thales sah ich an einer Stelle eine mehrere Meter dicke Bank von solchen plattig schiefernden Mergelkalken aufgeschlossen, eine Einlagerungszone, die, was Mächtigkeit anbelangt, als eine Seltenheit zu bezeichnen ist. Durch Aufnahme von vereinzelten, fest eingebackenen Geschieben krystallinischer Schiefer gehen diese Mergelkalkschiefer in eine Art von Conglomerat über. Etwas höher beobachtete ich hie und da an der Thalsohle Krywe-Sandsteine (die hier auch in feinere Conglomerate übergehen) in bis drei Meter mächtigen Blöcken.

Bachaufwärts treten dann im Mezipotoki-Thale die Kalkbildungen immer mehr zurück und es herrschen von der Waldgrenze hinauf dünnbankige Hieroglyphenschichten vor. Letztere bilden höher, auf der

rechten Thalseite, einzelne, etwas bastionartig vorspringende, geschichtete Felspartien, die mit 40—50° Neigung und sehr schwankender Einfallsrichtung, vorwiegend jedoch zwischen NW. bis SW. verflächen und, nach ihren Lagerungsverhältnissen zu schliessen, auf senkrechte, jedoch nicht weitgehende Verwerfungen hindeuten. Ueber den Hieroglyphenschichten folgen, den Kamm des Mezipotoki-Nieniska-Zuges zusammensetzend und auffallend flach nach SW. einfallend, graue, bis etwas grünliche, glimmerreiche und häufig grobkörnige Sandsteine der oberen Kreide (Taf. VII, Fig. 5).

Auf der Nordseite des Nieniska-Zuges kommen im Liegenden der oberen Kreidesandsteine wieder die früheren Hieroglyphenschichten zum Vorschein und bietet überhaupt der steile Nordabhang der Nieniska einen in vielen Beziehungen guten Aufschluss. Man sieht hier im Ganzen einen etwa 100 Meter mächtigen Schichtcomplex entblösst, der gleichmässig nach SW. mit durchschnittlich 15° Neigung verflächt.

Derselbe besteht zu unterst, wenn man gegen S. auf die Nieniska hinaufsteigt, aus massigeren Sandsteinbänken, die mit schmäleren, dünnschichtigen Lagen wechseln. Darüber folgt eine 20—30 Meter mächtige Zone von Hieroglyphenschichten, denen sich untergeordnet 1—2 Zoll dicke Bänkchen von gelbbräunlich verwitternden festen und eisenhältigen Mergeln, oder richtiger kalkhältigen Sphärosideriten einschalten (wie am Eingange in das Bogdan-Thal (pag. 530) und auf deren Oberflächen hie und da schöne Quarzkryställchen (Marmaroscher Diamanten) von bis 4 Millimeter Länge aufgewachsen erscheinen. Die Schiefer führen seltene Fucoiden *(Sphaerococcites inclinatus Sternb.?)*, die plattigen Sandsteine theils feine, theils etwas grössere, schön geschlängelte Hieroglyphen.

Höher schieben sich wieder dickere Sandsteinbänke ein, dann tritt abermals eine schmale Hieroglyphenzone auf, in deren Hangenden schliesslich, den Kamm zusammensetzend, die früher erwähnten, glimmerreichen Sandsteinbänke der oberen Kreidestufe folgen. Zwischen den letzteren machen sich nach oben wiederholt noch dünne Schiefer-Zwischenlagen bemerkbar, so dass hier der Uebergang von der unteren zur oberen Kreide ziemlich allmälig erfolgt.

Dieser ganze Schichtcomplex erscheint auf der Nordseite des Nieniska-Zuges durch mehrere senkrechte Brüche in zu einander verschobene Abschnitte getrennt, indem die einzelnen Zonen der Hieroglyphen und massigen Sandsteine in horizontaler Richtung nicht miteinander correspondiren. Die Thatsache der ganz flachen und concordanten Lage der oberen Kreidesandsteine am Nieniska-Kamme spricht jedoch dafür, dass die Verwerfungen, wie man dies hier übrigens auch direct beobachten kann, keine weitgehenden und nur auf locale Störungen zurückzuführen sind. Diese Ansicht wurde auch bereits früher, speciell bei der Beschreibung der Kreidegebilde des Krywe-Rückens im Theiss-Thale ausgesprochen (pag. 526).

Von der Nieniska stieg ich in dem direct von letzterer nach NON., längs dem Vertip groń, hinziehenden Seitenthale in das Thal des Stiaul-Baches herab. Man hat es da zwar leider mit einem sehr mangelhaft aufgeschlossenen Terrain zu thun, doch liegen Anhaltspunkte vor, die einiges Licht auch über den Bau des ferneren Nordabhanges des Nieniska-Zuges werfen.

So wurden vor Allem beim Herabsteigen, bereits im Walde, hie und da Stücke von dunklen Kalkbildungen beobachtet, die hier somit auf die Anwesenheit auch der tieferen Stufen der unteren Kreide schliessen lassen. Eine grössere Strecke tiefer unten kommen wieder dünne Hieroglyphenschichten zum Vorschein, die man auch in einem kleinen Aufschlusse auf den Gehängen des Vertip groń in steiler Schichtstellung sieht. Man hat hier somit wieder das Hangende der unteren Kreide erreicht, indem auch gleich tiefer massige, stellenweise grobkörnige Sandsteine der oberen Kreide folgen und in deren Liegendem hierauf, bereits am Stiaul-Bache, wieder typische Hieroglyphenschichten der unteren Kreide zum Vorschein kommen, welch' letztere dann fast den ganzen Oberlauf des Stiaul beherrschen und eine lange, jedoch schmale Aufbsruchzone darstellen.

Nach dem Gesagten haben wir es hier mit voller Wahrscheinlichkeit mit einer grossen und nach N. überschobenen Welle zu thun, wie dies im Prof. Fig. 5 versinnlicht wurde, welches den Durchschnitt der Cacateasa bis zum Vrf Stiaul und, von letzterem nach W. überspringend, jenen der Nieniska bis zum Stiaul-Bache darstellt.

Während überhaupt eine Ueberschiebung der unteren Kreide an deren Nordrande, von hier im nordwestlichen Streichen bis Ustieryki, als Regel anzunehmen wäre — wovon eine Ausnahme nur stellenweise, so im Dorfe Bogdan selbst (Bogdan-Mündung), eintritt — gestalten sich nach der entgegengesetzten Richtung, d. i. im südöstlichen Streichen, die Lagerungsverhältnisse bald normal, indem vor Allem auf dem Stiaul-Corbu-Gebirgskamme obercretacische Sandsteine ununterbrochen und mit meist flacher Lagerung anstehen. Weiter gegen SO. scheint jedoch die untere Kreidezone an ihrem Nordrande wieder stellenweise in eine nach Norden überschobene Welle umgestürzt worden zu sein, wie dies vor Allem im Rika- (Borszutyn), dann im oberen Czeremosz-Thale (wie wir dies noch später sehen werden) der Fall sein dürfte.

Im Streichen des obercretacischen Sandsteinzuges von der Nieniska zum Corbu, Stóg u. s. w.; Felsen am Ohlan, eigenthümliche Denudationserscheinungen; Uebersicht der obercretacischen Sandstein-Conglomeratbildungen.

Die grauen, mitunter einen Stich in's Grünliche zeigenden und häufig grobkörnigen Sandsteine der oberen Kreidestufe, denen wir vorher an der Nieniska begegneten, ziehen von letzterer, stets den Gebirgskamm einnehmend, nach O. fort. Sie gehen am Vrf Corbu, Stóg u. s. w. in feinere Conglomerate über. An der südwestlichen Seite des Vrf Corbu, wie auch auf dem vom letzteren nach NW. sich abzweigenden Petricea Ohlanului-Gebirgskamme, kommen auch gröbere Conglomerate von ähnlicher Zusammensetzung, wie jene von Łuhi im Theiss-Thale, vor.

Von dem genannten Ohlanului-Kamme stieg ich von der Sattelhöhe, 1577 Meter (Ohlan), in einem steilen Seitenthale zum Stiaul-Bach ab, um mir die auf den rechten Thalgehängen des letzteren früher einmal von Weitem gesehenen, aus dem Waldgrunde sich erhebenden, weisslichen, ruinenartigen und an Kalkfelsen erinnernden Felsbildungen näher zu betrachten. Es sind dies nun massige und undeutlich geschichtete Sandsteinfelsen, die aus einem vorwiegend groben Gemenge von Quarz

und licht verwitterndem Kalk bestehen, wobei letzterer weissliche Kalktuffbeschläge auf den Felswänden verursacht. Nur untergeordnet treten in diesem Sandsteine auch Stückchen von Kieselschiefern auf. Letztere, wie auch die Quarzpartikelchen, sind vorwiegend von eckiger Form, weshalb der grobe Quarz-Kalksandstein an den Verwitterungsflächen rauh erscheint.

Dieser Sandstein ist als eine Localbildung im oberen Kreidecomplexe zu betrachten und sind seine Felsformen zunächst mit jenen von Bostolec im Thale der Schwarzen Theiss zu vergleichen. Aehnlichen Felsbildungen sind wir auch bereits früher in südlichen Kreidezonen, so im oberen Borsia-Gebiete, begegnet (pag. 462).

An einigen der oben erwähnten Sandsteinfelsen, d. i. jenen, die sich unmittelbar über dem Seitenbache erheben, beobachtete ich an den Wänden, und zwar in ihren unteren, dem Bache näher gelegenen Partien, mehrere übereinander und parallel zu einander verlaufende Auswaschungszonen, die wahrscheinlich auf die früheren Wasserstände in diesem Seitenthale hinzudeuten scheinen (vergl. Aehnliches bei Paul und Tietze, Neue Studien, pag. 240).

Die vorerwähnten gröberen Conglomerate von Corbu und Petricea Ohlanului erscheinen nun genau im Streichen jener von Łuhi, im Theiss-Thale, dann jener im Bogdan-Thale u. s. w. Andererseits wurden gröbere Conglomerate auch in dem von Corbu nach SO. sich abzweigenden obercretacischen Sandsteinzuge, so z. B. im Rika-Thale, und schliesslich auch im obersten Czeremosz-Thale (wovon noch später nähere Erwähnung geschehen wird) beobachtet. Es geht somit durch den ganzen oberen Kreidecomplex in der Nähe seines Südrandes eine annähernd ununterbrochene Zone von Conglomeratbildungen durch.

Mit den obigen Conglomeraten treten in dieser Streichzone meist auch die grauen, gröberen Nieniska-Sandsteine auf, die wir bereits schon früher, so z. B. am Eingange in das Bogdan-Thal, obwohl nur in geringerer Entwicklung, angetroffen haben. In ihrer Gesammtausbildung nähern sich diese Sandsteine, sowie auch die Conglomerate, zunächst den oberen Kreidebildungen der südlicheren Gegenden und insbesondere jenen in der Zone der Kreidetransgressionen (pag. 512). Nächst der Hauptvarietät der graublauen Sandsteine erfreuen sich diese gröberen, relativ mürberen und glimmerreicheren Sandsteine, in denen Calcitausscheidungen niemals anzutreffen sind, einer ziemlich bedeutenden Verbreitung. Die Varietäten der Quarzsandsteine (Ustieryki), der quarzitischen Sandsteine (Bogdan-Thal), der Quarz-Kalksandsteine (Ohlan) sind dagegen nur als mehr locale Bildungen anzusehen. Alle Varietäten stehen jedoch durch Uebergänge in innigster Verknüpfung und sind auch nicht im mindesten scharf von einander zu trennen.

Kreidelappen auf der Südseite des Farcheu-Mihailecu.

Bevor wir der unteren Kreidezone in ihrem weiteren Verlaufe nach SO. folgen, kehren wir noch einmal in das Krywe-Thal zurück. Wie schon früher erwähnt, herrschen in diesem Thale, beim Eingange in das Kreidegebiet, massige Krywe-Sandsteine vor, die nun auch in dem von hier nach SO. sich abzweigenden Kreidearme, welcher die Südseite des Farcheu und Mihailecu einnimmt, eine sehr dominirende Rolle spielen.

Wie mehrmal hervorgehoben, erinnern speciell diese Sandsteine sehr an gewisse grauwackenartige Sandsteinbildungen der paläozoischen (nicht horizontirten) Formation, weshalb ihre Trennung an Stellen, wo sie an letztere, ohne Dazwischenkunft des Verrucano grenzen, sehr schwierig erscheint. Diesem Falle begegnen wir gerade am Südostrande des erwähnten Kreidearmes und speciell in dem, aus einem früheren Abschnitte bekannten Obnuju-Thale (Par.-Obnuju), welcher den Hauptdurchschnitt dieses Kreidearmes bietet.

Im Obnuju-Thale folgen auf die paläozoische Zone bachaufwärts sehr massige Sandsteine mit ganz schmalen schiefrigen Zwischenlagen, die aus Thonschiefern von fast phyllitischem Aussehen, häufiger aber aus schwärzlichen Schiefern bestehen. Die Sandsteine gehen etwas höher in diesem Thale auch in sehr feste und feine breccienartige (mosaikförmige) Conglomerate, aus weissem Quarz und dunklem Kalk über, wie solche eben nur mit den Krywe-Sandsteinen verbunden sind. Letzteres Vorkommen hat mich auch beim Begehen dieses Thales zuerst dazu bestimmt, diese Bildungen bereits als Kreide zu betrachten und von den paläozoischen Schichten zu trennen.

Bachaufwärts in dem schluchtartigen Thale, recte Einrisse des Obnuju-Baches, dessen felsige Gehänge überall grosse Schichtstörungen zeigen und sich in einen mächtigen Trümmerschutt auflösen (pag. 443), beobachtete ich, kurz unterhalb der oberen Bachtheilung (unterhalb der Waldgrenze), bis wohin die massigen Sandsteine reichen, Bänke von dickplattig zerfallenden festen Conglomeratbreccien, die speciell wieder jenem Vorkommen entsprechen, das wir vorher im Krywe-Thale bei La Firesteu angetroffen haben (pag. 533). In Folge der sehr vorwaltenden Kalkbestandtheile kann man dieselben als eine Art von Kalkeinlagerungen in den Sandsteinen betrachten. Neben vorwiegend Kalk erscheint in ihnen Quarz in eckigen Stückchen, untergeordnet auch krystallinischer Schiefer. Die einzelnen Bestandtheile heben sich mit ihren Umrissen weniger deutlich in der compacten Gemengemasse hervor, weshalb diese Conglomeratbreccie an die gröberen grauwackenartigen Bildungen der paläozoischen Zonen im Bieli potok-Thale erinnert (pag. 433), indess jedoch nur als eine Varietät der mosaikartigen feinen Kreideconglomerate zu betrachten ist.

In dem direct von Farcheu kommenden (nördlichen) Obnuju-Arme treten hierauf dünner geschichtete Lagen immer mehr in den Vordergrund, die jedoch noch vielfach mit den massigen Sandsteinen wechseln, wobei letztere vorwiegend das Liegende behaupten. Diese Schichten bestehen aus eckig zerfallenden, sehr festen, theils strzolkaartigen, theils plattigen Sandsteinen und aus Schiefern, die meist ein auffallend phyllitisches Aussehen zeigen. Erst etwas höher nehmen dieselben ein immer deutlicheres Aussehen von Strzolka- und Hieroglyphenschichten an, in welchen ich von der Waldgrenze hinauf durch längere Zeit auch Einlagerungen von festen, dunklen, stark weiss geaderten Kalken, die meist in grobplattigen bis kistchenförmigen Blöcken herumliegen, beobachtete.

Höher theilt sich der Obnuju-Arm in mehrere kleine Bacheinrisse, welche das Quellnetz desselben ausmachen. Ich folgte dem von O. kommenden (südlichsten) Thaleinrisse, in welchem bachaufwärts Auf-

schlüsse von Hieroglyphenschichten erscheinen. Letztere sind an einigen Stellen in auffallend steil aufgerichtete, z. Th. überkippte und schmale, schlingenförmige Wellen zusammengepresst, was auf gewaltige Störungen in diesem Gebietstheile hindeutet. Aehnliche Störungen, wenn gerade nicht in dem Masse, wurden auch sonst nur in den unteren Kreideschichten und niemals etwa in der paläozoischen Formation beobachtet. Auch fanden sich hier einzelne plattige Sandsteinstücke mit ziemlich gut erhaltenen Hieroglyphen, ausserdem solche mit verkohlten Pflanzenresten vor, wie derlei Vorkommen ebenfalls den paläozoisch-triadischen Bildungen stets fremd sind.

Das Verflächen der Schichten ist auf der ganzen begangenen Strecke im Obnuju-Thale ein allgemein südwestliches.

In dem übrigen südöstlichen Theile des Kreidearmes herrschen dieselben Bildungen, wie im Obnuju-Thale. Der von Mihailecu sich nach S. abzweigende, bis 1817 Meter ansteigende Gebirgsrücken besteht insbesondere aus Krywe-Sandsteinen und feinen Conglomeraten.

Im Allgemeinen ist das von diesem Kreidearme eingenommene Terrain, welches im S. an die paläozoische Zone anstosst, im N. dagegen allem Anscheine concordant über der Triasformation liegt, im Gegensatze zu den Felsbildungen der ersteren und letzteren glatt und begrast. Zahlreiche, schmale und verhältnissmässig tiefe Bachthälchen mit steilen Schuttgehängen, welche den Eindruck von frisch zu Stande gekommenen Aufrissen machen, schneiden sich in das Kreideterrain ein, in welchem auch trichterförmige oder dolinenartige Vertiefungen, z. Th. mit Wasser ausgefüllt, so insbesondere im SW. von der Spitze des Mihailecu, vorkommen. Das Auftreten einer Reihe von kleineren, z. Th. ausgetrockneten Seen im Paulik-Thalkessel auf der Südseite des Mihailecu, wird jedoch vorwiegend durch andere Verhältnisse, so durch das terrassenartige Abfallen des Thalbodens, bedingt.

Die Bildungen des soeben besprochenen Sandsteinarmes weisen immerhin gewisse Abweichungen von der typischen Entwicklung der unteren Kreide auf, wie dies leichter an Ort und Stelle wahrzunehmen, als mit Worten hervorzuheben ist. Ich verliess auch den Par. Obnuju, der den Hauptdurchschnitt dieses Armes bietet, und wo mich so Manches an die paläozoischen Bildungen erinnerte, mit einigem Zweifel über das cretacische Alter desselben, welcher jedoch bei dem Mangel an massgebenden Profilen und vor Allem dem gänzlichen Fehlen von fossilführenden Schichten kaum mit voller Sicherheit gelöst werden könnte. Da jedoch diese Bildungen eine directe Fortsetzung jener im Krywe-Thale sind — woselbst kein Grund vorhanden war, die zusammenhängende Sandsteinmasse zu trennen und etwa einen Theil derselben der paläozoischen Formation oder eventuell der Trias zuzuzählen — und wir ferner auch hier, im oberen Obnuju-Thale, Hieroglyphenschichten begegneten, die mit dem übrigen Sandsteincomplexe in directer Verbindung stehen, so dass eine Trennung in altersverschiedene Formationen auch da nur ganz willkürlich erscheinen würde, so konnte eben mit einigem Rechte dieser ganze Lappen der unteren Kreide zugezählt werden.

Sokołów- und oberes Rika-Thal, Bokul-Zug.

Im weiteren Verfolg der unteren Kreidezone nach SO. finden wir hierauf im Sokołów-, wie auch in dem östlicher gelegenen Rika-Thale — welche Thäler die erwähnte Zone ihrer ganzen Breite nach verqueren — wichtigere Profile. Aehnlich wie in den Thälern des Krywe-,, Kwasny-Baches u. s. w., verquert man auch hier, von S. nach N. fortschreitend, zuerst eine Zone von, besonders im Rika-Thale mächtiger entwickelten Krywe-Sandsteinen (nicht zu verwechseln mit den hier oft zahlreich herumliegenden Conglomeratblöcken, die von der Bardeu-Scholle herunterkommen), dann eine Zone von Kalkeinlagerungen (β) und schliesslich jene der typischest entwickelten Hieroglyphen-schichten (γ).

In beiden Thälern ist das Verflächen der Schichten vorwiegend ein südwestliches.

Im Sokołów-Thale beginnen Kalkeinlagerungen etwa in der Mitte des Weges von der südwestlichen Kreidegrenze bis zur Mündung des Rózasz mały und reichen noch eine kurze Strecke oberhalb der letztgenannten Bachmündung thalaufwärts. Sie streichen seitwärts auch in das erwähnte Różasz mały-Thal hinüber, woselbst sie auf den Gehängen des Mihailecu — wo auch schöne Mosaikconglomerate (wie dies schon früher einmal gesagt wurde) häufig vorkommen — eine grössere Verbreitung erreichen.

Nach der anderen, südöstlichen Richtung vom Sokołów-Thale treten Kalkeinlagerungen hoch oben im Pliski-Bokuł-Zuge an zwei Stellen des Gebirgskammes, und zwar gleich nördlich von Pliski und zwischen den beiden krystallinischen Inseln, zu Tage (vergl. Karte Taf. VI). Auf dem genannten Kamme trifft man im N. von Bokuł einige schöne Aufschlüsse von Hieroglyphen- und Strzolkaschichten an (wie man solchen Aufschlüssen dieser Schichten in grösseren Höhen nur sehr selten begegnet), auf welche weiter nördlich, an der Repega, glimmerreiche Sandsteine der oberen Kreide folgen.

Vom Bokuł-Zuge streicht die Zone der Kalkeinlagerungen in das Rika-Thal hinüber und erreichen Kalkeinlagerungen auch in den Seitenthälern des Lutosa-, insbesondere aber des Budyowska-Baches eine ziemlich grosse Verbreitung.

Budyowska wielka, Dobryn-Thal und die übrigen Seitenthäler des oberen Czeremosz-Flusses.

In ihrem weiteren Verlaufe gegen SO. betritt die Zone der Kalkeinlagerungen (β) an der Budyowska wielka den Boden Galiziens, um dann von hier weiter nach SO. bis in das Czeremosz-Thal fortzustreichen und gleichzeitig allmälig immer mehr an ihrer Mächtigkeit zu verlieren.

An der genannten Budyowska sind die in Rede stehenden Bildungen auf der nordöstlichen Seite der Budyowska-Kuppe aufgeschlossen. Dieselben beherrschen dann weiter im Streichen auch den Thalkessel des oberen Dobryn-Baches.

In das Dobryn-Thal stieg ich von der Grenzhöhe, 1510 Meter, längs dem Hauptarme des genannten Baches hinunter. Die durch den Bach hie und da im Walde schwach aufgeschlossenen Kreidegebilde

zeigten anfangs den schon vielfach erwähnten Wechsel von massigeren glimmerarmen und scheckigen Sandsteinen, die stellenweise in feinere Conglomeratbreccien übergehen — mit Strzolka- und Hieroglyphenschichten, denen sich bald Bänke dunkler Mergelkalke und Kalksandsteine einlagerten.

Das Einfallen der Schichten ist hier überall ein südwestliches.

Kurz unterhalb der obersten Zweitheilung des Baches (direct westlich von der Czywczyn-Kuppe) fanden sich in einem kleineren Aufschlusse, in glimmerreichen und etwas sandigen Schiefern schön erhaltene Fucoiden von der bekannten Form (*Sphaerococcites inclinatus?*) vor.

Unterhalb dieser Stelle sieht man dann bachabwärts längere Zeit hindurch keine Aufschlüsse; nur ein geringer Schutt von glimmerarmen scheckigen Sandsteinen macht sich auf den Thalgehängen bemerkbar. Erst unterhalb einer neu errichteten Klause [1]) sind Schichten, im Verbande anstehend, durch den Bach aufgeschlossen. Man sieht hier Hieroglyphenschichten, welche, durch vielfache kleinere Knickungen und Verwerfungen in ihrer Lage gestört, vorwiegend die der Thalsohle zunächst gelegenen Gehänge behaupten. Sie führen hie und da schöne Hieroglyphen und in Schiefern Fucoiden, doch erscheinen letztere mitunter auch auf den dünnplattigen Sandsteinen, und zwar wie scharf eingravirt. Im Bachbette selbst herrschen vorwiegend massige, feste, bläuliche (z. Th. lichtbläuliche) von vielen Calcitadern stark durchkreuzte Strzolkasandsteine, die dem Bachbette ein eigenthümliches und wie weiss bestrichenes Aussehen verleihen, zwischen welche sich jedoch noch vielfach dünnere Lagen von hieroglyphenartigen Schichten einschieben. Durch Vermittlung von sehr festen, kantig zerspringenden und dunkel graubläulich gefärbten Sandsteinen, die in mehrere Zoll dicken Bänken erscheinen, gehen die plattigen Sandsteine der Hieroglyphenschichten, bei einem gleichzeitigen Zurücktreten der Schieferbildungen, allmälig in die massigeren Strzolkasandsteine über (pag. 516). Kalkbildungen kommen hier dagegen schon nicht mehr vor.

Von der Stelle, wo sich der Bach in die zwei Hauptarme verzweigt, beherrschen bachabwärts den Fuss der Thalgehänge bis in die Nähe der Mündung dieses Baches in den Czeremosz, Hieroglyphenschichten in einem Wechsel mit massigeren Sandsteinbildungen.

Mit geringen Ausnahmen ist das Verflächen der Schichten ein, wie überhaupt im ganzen Dobryn-Thale, vorwiegend südwestliches und steigt der Neigungswinkel bis 45° und darüber.

Schon unmittelbar an der Dobryn-Mündung erscheinen hierauf ziemlich dickbankige, dunkel graubläuliche und sehr feste Sandsteine, die bachaufwärts mit den früher erwähnten Hieroglyphenschichten in directer Verbindung stehen und andererseits auch im Czeremosz-Thale eine kurze

---

[1]) Vor einigen wenigen Jahren wurde von einer Privatgesellschaft ein grosser Theil des Waldcomplexes im Czeremosz-Gebiete angekauft, dem man nun bereits stark an den Leib geht. Dies hat auch zur Folge gehabt, dass in mehreren Seitenthälern des Czeremosz Klausen gebaut und im Czeremosz-Thale selbst ein Weg angelegt wurde, der schon weit flussaufwärts reicht. Das obere Czeremosz-Thal ist zwar auch auf dieser Strecke fast ebenso einsam geblieben, wie vorher, doch hat es an seiner früheren Urwüchsigkeit, wie ich selbe noch kurz vorher auf meinen botanischen Excursionen kennen lernte, in manchen Beziehungen eingebüsst.

Strecke flussaufwärts die Ufergehänge des Czeremosz beherrschen. Diese Sandsteine sind von weniger zahlreichen Calcitadern durchzogen; auf ihren Schichtflächen beobachtet man hie und da gröbere wulstförmige Reliefformen. Einzelne dünnere Bänke, die eine Neigung zur plattigen Absonderung zeigen, führen jedoch auch feinere Hieroglyphen, wobei aber die typischen, geschlängelten u. s. w. nur selten anzutreffen sind. Die hier nur ganz untergeordnet auftretenden Zwischenlagen von vorwiegend sandig entwickelten Schiefern, enthalten stellenweise auch bezeichnende Fucoiden. Feinere verkohlte Pflanzenreste kommen in den Sandsteinen ebenfalls nicht selten vor.

Eine kleine Strecke flussaufwärts sind an einer Stelle am rechten Ufer des Czermosz, kurz unterhalb der Mündung des Albinec, die Flächen dieser Sandsteinbänke, welche dort unter 50% Neigung nach SW. einfallen, und zwar knapp an der Thalsohle entblösst. An den genannten Sandsteinflächen beobachtete ich sehr charakteristische Fucoiden in der Form von strahlförmigen Rosetten, die zunächst dem *Sphaerococcites affinis Sternb.* stehen dürften. Dieselben liessen sich jedoch aus dem harten Gestein nur sehr schwer herauslösen. In der Folge wird sich diese seltene Fucoidenform als ein wichtiges Vorkommen erweisen.

Da diese Sandsteinschichten, welche in ihrer Entwickelung jedenfalls mehr dem Typus der unteren als der oberen Kreidegebilde entsprechen und auch am Eingange in das Thal des Dobryn- sowie des Albinec-Baches im directen Verbande mit typischen Hieroglyphenschichten stehen, resp. in letztere übergehen — im NO., am Pryslip, von massigen Sandsteinen, wie solche wieder für die obere Kreide bezeichnend sind, überlagert werden, so sind dieselben noch der unteren Kreidestufe, und zwar ihrem Hangenden (obere Hieroglyphenschichten), zuzuzählen.

Immerhin ist hier die Grenze zwischen der unteren und oberen Kreidestufe nicht so deutlich, wie gewöhnlich, in der Natur vorgezeichnet und sind ähnliche Verhältnisse auch noch tiefer unten im Czeremosz-Thale, bis in die Nähe von Borkut, in den kleinen Aufbrüchen unterer Kreide, die vorwiegend durch Strzolkasandsteine bezeichnet werden, zu beobachten. (Vergl. auch die Karte Taf. VI.)

Im Allgemeinen erscheinen hier eben die unteren Kreidegebilde, als in einer mehr nach NO. vorgeschobenen Aufbruchszone, analog dem Vorkommen im unteren Thale der Schwarzen Theiss (pag. 523) dicker geschichtet und deshalb weniger typisch entwickelt — wie wieder andererseits die graublauen, häufig mit Calcit in Sprüngen ausgefüllten Sandsteine der oberen Kreide, wie solche das Czeremosz-Thal flussabwärts bis Szybeny beherrschen, in einigen Beziehungen an die untercretacischen Strzolkasandsteine erinnern (pag. 532).

Die vorher im obersten Dobryn-Thale angetroffene Zone der Kalkeinlagerungen (β) streicht, wie schon erwähnt, weiter nach SO., die obersten, zunächst dem Grundgebirge gelegenen Theile der Nebenthäler des Czeremosz, und zwar der Albinec, Popadia, Bałasinów und Stewiora-Bäche einnehmend. Ausser den bekannten Sandstein- und Schieferbildungen wurden in dieser Zone wiederholt auch die feinen Mosaik- und Kalkconglomeratbreccien, letztere von mitunter etwas gröberem Korne, beobachtet.

Wie dies Regel ist, fallen die Schichten in den genannten Thälern fast überall nach SW. gegen das ältere Gebirge ein und scheinen dieselben stellenweise, so z. B. im Popadia-Thale, an ihrem Nordrande auf die oberen Kreidesandsteine überschoben worden zu sein. Es verflächen nämlich im letzteren Thale auch die obercretacischen Sandsteine überall nach SW., die somit auch hier, ähnlich wie auf der Nordseite der Nieniska, eine überschobene Mulde zu bilden scheinen (Taf. VII, Fig. 4).

Oberes Czeremosz-Thal.

Das Czeremosz-Thal selbst erreicht die Zone der Kalkeinlagerungen erst oberhalb der starken Wendung des Flusses von N. nach NW. Sie erscheint hier schon ganz schmal entwickelt und stosst im S. unmittelbar an das krystallinische Gebirge an. Gegen SO. keilt dieselbe schliesslich auch ganz aus und wurden in dieser Streichfortsetzung auf Preluki und auf dem südlichen Querrücken des Listowaty keine Kalkeinlagerungen mehr beobachtet.

Auf Preluki bestehen die unteren Kreidegebilde, welche hier dem krystallinischen Gebirge unmittelbar und schollenartig auflagern, vorwiegend aus den feinen sehr festen Conglomeraten und fast glimmerlosen Sandsteinen, denen sich nur untergeordnet auch Hieroglyphenschichten einschalten. Erstere erinnern etwas an das Verrucano (auch an die grauwackenähnlichen Sandsteine der paläozoischen Formation) und können deshalb in Anbetracht der hier zu Tage tretenden Kalkinseln leicht zu Verwechslungen Anlass geben. Im Kleinen haben wir es auf Preluki mit einer Wiederholung der geologischen Verhältnisse im Kreidelappen auf der Südseite des Farcheu und Mihailecu zu thun.

Nach dem Gesagten spitzt sich somit die Zone der Kalkeinlagerungen (β) im Czeremosz-Thale keilförmig zu, während sie nach der anderen Richtung, das ist gegen NW. nach dem Theiss-Thale, immer mehr an Mächtigkeit gewinnt. Eine annähernd ähnliche Verbreitung zeigen auch die den Südrand der unteren Kreidezone einnehmenden Krywe-Sandsteine (α), indem dieselben in südöstlicher Richtung immer mehr an Mächtigkeit verlieren und schliesslich eigentlich ganz mit der Zone der Kalkeinlagerungen verschmelzen. So stossen im Czeremosz-Thale selbst, wie schon erwähnt, die kalkführenden Schichten bereits unmittelbar an das krystallinische Gebirge an und grenzen letztere auch schon auf dem Gebirgsrücken Baleseni (NO. von der Grenzalpe Pirie), dann auf dem Wasylkowaty (NO. von der Grenzalpe Popadia) unmittelbar mit dem alten Gebirge zusammen.

Von der erwähnten starken Krümmung des Czeremosz-Flusses nach NW. (welche Richtung derselbe bis in die Nähe von Borkut beibehält, so dass derselbe auf dieser ganzen langen Strecke in einem Längsthale fliesst) betritt man gleich flussabwärts, die eigentliche Zone der Hieroglyphen- und Strzolkaschichten (γ), welche Zone in der nordwestlichen Streichfortsetzung auch in den früher genannten Seitenthälern, daselbst bachabwärts auf die Zone der Kalkeinlagerungen folgt. Dieselbe zeigt im Allgemeinen eine ganz ähnliche Entwicklung, wie z. B. jene im unteren Kwasny-Thale.

Den Schichten dieser Zone schalten sich auch Bänke von massigen, feinkörnigen und dunkel graubläulich gefärbten Sandsteinen mit wenigeren und feineren Calcitadern ein, die im Flussbette des Czeremosz hie und da auch in grossen, abgewaschenen Blöcken herumliegen (vergl. pag. 519).

Unterhalb der Einmündung des Stewiora-Baches, der direct von Süden (von der Grenzalpe Stewiora) kommt, gelangt man thalabwärts zu immer hangenderen Hieroglyphenschichten, die schliesslich, von der Bałasinow-Mündung flussabwärts, nur noch mehr eine schmale Aufbruchszone im oberen Kreidecomplexe constituiren. Diese Aufbruchszone reicht bis Stefulec und beherrscht fast genau nur die Thalsohle des Czeremosz selbst. Es senken sich aber schon früher an einer Stelle, nämlich unterhalb der Stewiora-Mündung, obercretacische Sandsteine und Conglomerate bis zur Thalsohle des Czeremosz herab, die hier lappenförmig auch auf den am linken Czeremosz-Ufer gelegenen Baleseni-Rücken hinübergreifen.

Von der Stewiora-Mündung abwärts tritt gleichzeitig auch die schon früher bei der Beschreibung der unteren Kreide an der Dobryn-Mündung erwähnte Erscheinung der bankigeren Entwicklung der oberen Hieroglyphenschichten immer deutlicher zu Tage. In eben dieser Facies sind die Hieroglyphenschichten auch in der tiefer unten, an der Bałasinow-Mündung beginnenden schmalen Aufbruchszone entwickelt. In letzterer Aufbruchzone bietet das rechte Czeremosz-Ufer an einer Stelle, etwas ober der Thalsohlhöhe (1150 Meter), einen grösseren Aufschluss, wo man die Ueberlagerung der Hieroglyphenschichten durch obere Kreidegebilde gut beobachten kann.

Es erhebt sich daselbst, gleich unterhalb eines von Osten kommenden Baches, ein steilerer und entblösster felsiger Gebirgsvorsprung. Zu unterst stehen dickbankigere Hieroglyphenschichten in gestörter Lage an, auf welche dann massigere Sandsteine und darauf felsenbildende Conglomerate der oberen Kreide folgen.

Im Allgemeinen bestehen die in Rede stehenden untercretacischen Schichten (obere Hieroglyphenschichten) aus einem Wechsel von wenige Centimeter bis 0·3 Meter und darüber dicken Sandsteinbänken und dünneren Schieferlagen. Neben gröberen und mitunter bis fingerdicken Reliefformen, resp. Hieroglyphen, zeigen die dünnbankigen Sandsteine auch feine, selten jedoch typisch entwickelte Hieroglyphen. Verkohlte Pflanzenreste, darunter auch grössere, mehrere Millimeter breite und mitunter an Blattstiele, Stengelchen erinnernde Pflanzenstücke kommen hier überhaupt häufig in den Sandsteinen vor. Trotz des ziemlich bedeutenden Kalkgehaltes der Sandsteine treten in denselben Calcitausscheidungen weniger häufig auf und vermisst man auch den eigentlichen Typus der Strzolkasandsteine.

Es entsprechen diese Schichten ganz jener Kreidefacies, welcher wir vorher an der Dobryn-Mündung begegneten und gelangt da nur insoferne ein Unterschied zur Geltung, als hier die Schieferlagen eine grössere Entwicklung, wenn auch dies nur stellenweise, so z. B. unterhalb der Popadia-Mündung, erreichen. An der Popadia-Mündung erscheinen die Schiefer mehr lichtgrau gefärbt und von einer etwas weicheren Consistenz, als dies sonst in den Hieroglyphenschichten dieser

Kreidezone (a) beobachtet wurde. Wenn auch seltener, führen dort die Schiefer bezeichnende Fucoiden *(Sphaerococcites)*.

Die unteren Kreideschichten dieser langen Aufbruchszone begleiten auf der ganzen Strecke den Lauf des Czeremosz in vorwiegend sanften Wellen. Seltener nur zeigen dieselben grössere Störungen, wie dies in dem früher angeführten Aufschlusse bei der Thalsohlhöhe (1150 Meter) der Fall war. Von den übrigen Stellen, wo diese Schichten eine gestörte Lage aufweisen, wäre noch z. B. jene am rechten Czeremosz-Ufer, unterhalb der Popadia-Mündung, zu erwähnen. Die Schichten bilden hier eine kleinere, am Scheitel aufgebrochene und im Ganzen steile Antiklinale. Die Schichtzone, welche dem südlichen Schenkel der Antiklinale entspricht, fällt mittelmässig flach nach SW. ein und biegt am oberen Ende etwas um; dann folgt eine kleine Unterbrechung und unmittelbar höher thalaufwärts tritt eine zweite Schichtzone auf, welche den entgegengesetzten Schenkel der Antiklinale darstellt und steil nach NO. einfällt. In eine ähnlich steile Antiklinale sind z. B. die Schichten auch tiefer unten im Thale, in dem kleinen Aufbruche unterer Kreide oberhalb der Prełuczny-Mündung, am rechten Czeremosz-Ufer, zusammengepresst, woselbst der südliche und sanfter verflächende Antiklinalenflügel, auf den nördlichen und fast senkrecht aufgerichteten sogar auch etwas überschoben erscheint.

Die für die unteren Kreideschichten charakteristischen, durch senkrechte Brüche verursachten kleineren Verwerfungen, wie solche vorher, so z. B. im Theiss-, Kwasny-Thale, dann an der Nieniska u. s. w. beobachtet wurden, sind hier in annähernd ähnlicher Art nur im obersten Czeremosz-Thale, in der Hieroglyphen-Hauptzone (γ) anzutreffen. Sonst erscheinen die unteren Kreideschichten im Czeremosz-Thale, wie schon gesagt, vorwiegend seicht wellenförmig gefaltet. Diese sanftere Undulation der Schichten tritt als Regel selbst auch in dem mächtigen obercretacischen Sandsteinzuge zum Vorschein, welcher flussabwärts das Czeremosz-Thal bis Szybeny beherrscht und in welchem eine steile oder gestörte Schichtstellung nur selten zu beobachten ist.

b) Nördliche Zone der unteren Kreide und das Oligocengebiet der Czarna Hora.

Wir wenden uns jetzt der zweiten Hauptzone der unteren Kreide *(b)* zu, welche, wie vorher Eingangs erwähnt wurde, den Nordflügel einer grossen Mulde darstellt und im N. unmittelbar mit der mächtigen Oligocenzone der Czarna Hora zusammenstosst.

Auch für diese Zone wurden bereits früher Hieroglyphenschichten als das bezeichnendste Schichtelement angenommen, indem dieselben, die auch hier im Allgemeinen eine ziemlich grosse Verbreitung erreichen, fast stets bei einer genaueren Betrachtung die bekannte und charakteristische Facies der Hieroglyphenschichten der südlichen Kreidezone *(a)* erkennen lassen. Da dieselben ausserdem unter allen übrigen Gebilden dieser Zone verhältnissmässig am wenigsten in ihrer Faciesentwicklung variiren, so können sie auch als die eigentlichen Träger der unteren Kreide in dieser Zone bezeichnet werden.

So erreichen vor Allem die übrigen massigeren Sandsteinbildungen durch das häufigste Auftreten eines kieseligen Bindemittels eine vielfach

abweichende und ausserdem an und für sich sehr schwankende Ausbildung. Es fehlen hier ferner die Kalkeinlagerungen so gut wie gänzlich, während andererseits stellenweise echte Hornsteine u. s. w. auftreten, so dass der Kreidecomplex zum grossen Theil eine auffallende Aehnlichkeit mit der später zu beschreibenden unteroligocenen Schieferzone der Czarna Hora aufweist. Ich gelangte auch erst im Masse der Ansammlung von vereinzelten und oft anscheinend wenig bedeutenden Beobachtungen zu der Erkenntniss, dass man es hier in den so ähnlichen und aneinander grenzenden Bildungen mit zwei ganz altersverschiedenen Formationen zu thun hat.

Die Thatsache, dass zum Beispiele am Kopacz in Siebenbürgen unmittelbar über einem Ammoniten führenden Sandsteinhorizonte in concordanter Lage sehr kieselige Sandsteine und hierauf Schiefer mit schwärzlichen Hornsteinen u. s. w. folgen, welch' letztere von Herbich [1]) zur unteren Kreide gezählt werden, bestärkte mich umso mehr in der obigen Ansicht.

Die Aufgabe des Auseinanderhaltens der so ähnlichen Bildungen wurde hier andererseits noch dadurch sehr erschwert, dass gerade an der Grenze der unteren Kreide mit der Oligocenformation das dichtbewaldete Terrain keine massgebenden Aufschlüsse bietet und dass selbst die Hauptdurchschnitte im Thale der Schwarzen Theiss und andererseits in jenem des Czeremosz, (welch' letzterer sonst, wie wir das bald sehen werden, überhaupt das schönste Profil im ganzen Gebiete darstellt), in der kritischen Gegend ganz lückenhaft erscheinen. Es ist auch deshalb sehr wahrscheinlich, dass die Abgrenzung der unteren Kreidezone von jener des Oligocens, aus allen den oben angeführten Gründen nicht überall stets richtig erfolgte, was aber auch kaum je mit voller Genauigkeit geschehen kann. Bei dem Mangel an Profilen und an fossilführenden Schichten bleibt man eben an gewissen Stellen vollkommen im Zweifel, ob man die betreffenden Bildungen noch zur unteren Kreide, oder bereits zum Oligocen zählen soll.

Es soll nun jetzt die Beschreibung einiger wichtigerer Profile folgen und im Anschlusse mit der unteren Kreidezone zugleich auch die Oligocenformation behandelt werden. Wir schlagen hiebei wieder die Richtung von NW. nach SO. ein und fangen mit dem Profile im Thale der Schwarzen Theiss an.

Thal der Schwarzen Theiss von Borkut Kwasy aufwärts bis Körösmező.

Im genannten Thale treten am oberen Ende von Borkut Kwasy, im Liegenden der nach SW. verflächenden obercretacischen Sandsteine, typische Hieroglyphenschichten der unteren Kreide zum Vorschein. Sie sind am rechten Theiss-Ufer gleich unterhalb der Einmündung des von O. kommenden Kwasienka-Baches aufgeschlossen und zeigen die charakteristischen, durch senkrechte Brüche verursachten kleineren Verwerfungen, wie solche so häufig bei den festen und etwas spröden Hieroglyphenschichten zur Geltung gelangen.

---

[1]) Vergl. l. c. pag. 221; ferner Paul und Tietze. Neue Studien, pag. 192.

Im Liegenden der Hieroglyphenschichten, die hier nur eine schmale Zone zusammensetzen, folgt gleich höher, gegenüber der Kwasienka-Mündung, ein mehrere Zehntel Meter mächtiger Complex von abweichend entwickelten Strzolkaschichten, die wir jedoch bereits früher in den Aufbrüchen unterer Kreide von Łuhi u. s. w., in Andeutungen beobachtet und bereits damals, mit Bezug auf diese Stelle, als Kwasienka-Schichten bezeichnet haben. Diese Schichten sind am rechten Steilufer der Theiss aufgeschlossen. Sie sind zum Theil steil aufgerichtet und führt die Strasse über ihre Schichtköpfe hinweg.

Man sieht hier einen Wechsel von lichtgrauen, gelblich oder bräunlich verwitternden und besonders in letzterem Falle ziemlich mürben, thonigen bis sandigthonigen Schiefern mit plattigen, etwas krummschaligen, licht graublälich gefärbten Hieroglyphensandsteinen, die sehr kalkhältig geadert sind und feine Glimmerblättchen enthalten und in ähnliche, jedoch dickbankigere Strzolkasandsteine übergehen. Ausserdem treten noch massige Sandsteinbänke auf.

Die Schiefer führen stellenweise sehr zahlreiche, vorwiegend dickere, bis 10 Millimeter breite, unverzweigte und bräunlich gefärbte Fucoidenabdrücke (?), wie solche bis jetzt noch nirgends beobachtet wurden; ausserdem noch andere verkohlte Pflanzenreste, die auch in den Sandsteinen vorkommen. Die plattigen Sandsteine zeigen nicht selten Hieroglyphen, die von einer etwas gröberen Zeichnung als jene der typischen Hieroglyphenschichten sind. Ihre Verwitterungsflächen, besonders aber jene der dickbankigeren Strzolkasandsteine, erscheinen meist von zahlreichen Sprüngen netzförmig durchsetzt, weshalb speciell die Strzolkasandsteine dieses Schichtencomplexes etwa an beim Trocknen zersprungene Schlammmassen erinnern. Die massigen Sandsteine schliesslich, welche durch Vermittlung in die vorgenannten übergehen und besonders in liegenderen Partien des Schichtcomplexes vorwalten, sind mittelkörnig entwickelt, führen zahlreiche, etwas gröbere Schüppchen weissen Glimmers und sind ebenfalls lichtgrau mit einem Stich in's Bläuliche oder Grünliche gefärbt. In einzelnen Lagen erweisen sie sich auffallend mürbe, während andererseits auch sehr feste, etwas kieselige Sandsteinbänke zu beobachten sind. In den hangenderen, dünnbankigeren Lagen fanden sich jedoch auch ganz kieselige Sandsteine in lose herumliegenden Stücken vor.

Die Kwasienka-Schichten, welche durch ihre allgemein lichtere Färbung, theilweise mürbere Beschaffenheit bei Vorkommen von kieseligen Sandsteinen, ferner durch ein relativ geringeres Gewicht wenigstens gewisser Gebilde, sowie durch die gröberen Hieroglyphen u. s. w., von den unteren Kreidebildungen der südlichen Zone *(a)* nicht unwesentlich abweichen, erinnern sehr an gewisse obereocene Bildungen (strzolkaartige Schichten) in der südlichen Sandsteinmulde (vergl. z. B. pag. 467), noch mehr aber an jene in der nördlichen Sandsteinzone, wie wir sie gelegentlich später aus der Umgebung von Körösmező, dann von Zełeny in Czeremosz-Thale, näher anführen werden. Nach den Lagerungsverhältnissen zu schliessen unterliegt es jedoch keinem Zweifel, dass die Kwasienka-Schichten dem Complexe der unteren Kreide angehören und nur als eine Faciesbildung, und zwar eines hangenderen Horizontes derselben, zu betrachten sind (vergl. auch pag. 532). Dass übrigens gewisse Eocenhorizonte mit den untercretacischen Ropianka-Schichten —

und diesen nähern sich gerade die Kwasienka-Schichten von allen Schichtbildungen der unteren Kreide im Gebiete am meisten — eine grosse Aehnlichkeit in ihrer Entwicklung zeigen können, wurde bereits in den Neuen Studien von Paul und Tietze nachgewiesen.

Gleich höher an der Mündung des Trostjenec-Baches bilden die Kwasienka-Schichten nur mehr einen geringen Gehängeschutt, (wie dies bei denselben auch meistens der Fall zu sein pflegt) und veranlassen die Entstehung eines kalkhältigen, etwas bläulich gefärbten und durchnässten Lehmbodens, den gewisse Korbblüther, insbesondere Tussilago, vorziehen.

Flussaufwärts treten dann oberhalb der Trostjenec-Mündung wieder dunkle Hieroglyphenschichten zum Vorschein, die nach SW. unter die Kwasienka-Schichten einfallen und somit einem tieferen Horizonte der unteren Kreide angehören. Sie sind insbesondere am linken Theiss-Ufer aufgeschlossen, wo man auch die bekannten, durch Brüche verursachten Verwerfungen beobachtet. Durch das Vorwalten von dunklen Thonschiefern erreichen hier die Hieroglyphenschichten im Allgemeinen ein von jenen der südlichen Zone (a) etwas abweichendes Aussehen. Nach einigem Suchen fanden sich aber auch da (linkes Theiss-Ufer) einzelne Schieferstücke mit den charakteristischen, etwas feiner eingezeichneten Fucoiden *(Sphaerococcites inclinatus?)* und andererseits Stücke von dunkelgraubläulichen, plattigen Sandsteinen mit feinen Hieroglyphen, wie eben solche Vorkommen für die Hieroglyphenschichten der südlichen Zone charakteristisch sind.

Im Liegenden dieser Hieroglyphenschichten folgen flussaufwärts Bänke von festen, graubläulichen Sandsteinen mit schmäleren Schieferzwischenlagen. Die Sandsteine sind meist von zahlreichen Sprüngen, die mit Calcit erfüllt erscheinen, durchsetzt und zerfallen in scharfkantige Stücke. Dünnere Sandsteinbänke zeigen auch einige Spaltbarkeit und man findet nicht selten kleine Platten von diesen Sandsteinen, die etwa 30 Ctm. dick sind und reichlichen Glimmer auf den Schichtflächen führen. Petrographisch entsprechen diese Bildungen noch ziemlich genau den Strzolkaschichten der südlichen Kreidezone, wenn auch dieselben hier stellenweise etwas wie verkieselt erscheinen — ein Umstand, der sich thatsächlich höher im Thale bis zu einem auffallenden Grade steigert.

Noch mehr im Liegenden treten massig bankige, in grosse eckige Blöcke zerfallende, glimmerarme Sandsteine auf, die graubläulich gefärbt, von einem sehr festen Gefüge und nur selten von Calcitadern durchsetzt erscheinen. Sie erinnern an die massigen Sandsteinbildungen der südlichen Kreidezone und gehen auch hier stellenweise in eine sehr feine und harte Conglomeratbreccie über, in der neben Quarz und Schuppen von krystallinischen Schiefern, auch dunkle Kalkbrocken vorkommen. Es treten jedoch mit diesen Sandsteinen auch solche auf, die ganz quarzitisch entwickelt, respective zum Theil verkieselt sind, eine lichtgraue bis etwas grünliche Färbung zeigen und in Klüften mitunter von feinen glitzernden Quarzkryställchen dicht besetzt erscheinen. Auch letztere Sandsteine werden stellenweise grobkörnig, doch vermisst man in denselben stets die Kalkbrocken.

Thalaufwärts folgen wieder Hieroglyphenschichten, dann massigere Sandsteinbildungen u. s. w., und ist dieser Wechsel auf der

linken Thalseite bis zur Einmündung des Kewele-Baches wiederholt zu sehen.

Zuvor noch beobachtete ich bei der Thalsohlhöhe (551 Meter), am rechten Theiss-Ufer, im Hangenden von Hieroglyphenschichten massige Sandsteine, welche grau gefärbt und glimmerreich sind und im Vergleich mit der vorerwähnten massigen ein minder festes Gefüge aufweisen. Diese Sandsteine gehören jedenfalls einem höheren Horizonte der unteren Kreidestufe an und dürften dem Liegenden der Kwasienka-Schichten entsprechen.

Gleich oberhalb der erwähnten Kewele-Mündung stehen an der rechten Thalseite, an der Einmündung des Gropenec-Baches, dickbankige feste Sandsteine an, die auch hier stellenweise in feine feste Conglomeratbreccien übergehen. Sie wechseln mit Strzolkasandsteinen und schmäleren Zonen von dunklen schiefrigen und plattigen Gebilden (Hieroglyphenschichten) ab. In ihrem Hangend folgen thalaufwärts wieder typische Hieroglyphenschichten mit nordwestlichem Verflächen und über diesen in Surdok massige, relativ mürbere Glimmersandsteine, in denen man hie und da nebst verkohlten Pflanzenresten auch kleinere thonige Einschlüsse beobachtet. Die letztgenannten Sandsteine bedecken mit grossen Blöcken das rechte Thalgehänge und sind jenen ähnlich, die wir vorher bei der Thalsohlhöhe (551 Meter) angetroffen haben.

Oberhalb von Surdok treten am Fusse der linken Thalgehänge dunkle Hieroglyphenschichten mit Einlagerungen von Strzolkasandsteinen schwach aufgeschlossen auf. Ausserdem wurden dort noch Stücke von ganz kieseligen dunkelgefärbten Sandsteinen beobachtet. Flussaufwärts erscheinen wieder die massigen festen Sandsteine, die auf der rechten Thalseite aufgeschlossen sind, daselbst im Allgemeinen nach NW. verflächen und bis zu der starken Theiss-Krümmung, oberhalb der Einmündung des Trofanec wielki, herrschen. Die Sandsteine zerfallen in grosse eckige Blöcke und wechseln auch da mit stark geaderten Strzolkasandsteinen und schmäleren Zonen von dünnschichtigen Lagen ab. Sie sind hier stellenweise, insbesondere aber die dünnbankigeren Strzolkasandsteine, braunroth gefärbt.

An der erwähnten Thalkrümmung folgen im Hangenden der dickbankigen Sandsteine, am rechten Thalgehänge aufgeschlossen, wieder Hieroglyphenschichten mit dünneren Bänken von Strzolkasandsteinen. Die plattigen, dunklen und fein vertheilten Glimmer führenden Sandsteine lieferten in einzelnen Gesteinsstücken ziemlich schön erhaltene feinere Hieroglyphen, während dünne sandige Schiefer verkohlte Pflanzenreste zeigten.

Die dunklen Schiefer erscheinen hier theilweise auch merglig entwickelt (vergl. pag. 490, Kreidescholle von Trebusa pag. 493 u. s. w.), sie sind dann minder fest, brechen etwas flachmuschlig, zeigen hie und da gelbliche und gelbbräunliche Verwitterungsbeschläge und führen sehr zerstreute Glimmerschüppchen — während der eigentliche Schiefertypus der Hieroglyphenschichten, der übrigens auch hier auftritt, als ein fester Thonschiefer zu bezeichnen ist, der durch seinen reichlichen Gehalt an feinem Glimmer mitunter fast ein phyllitisches, im Allgemeinen aber an Schiefer alter Formationen erinnerndes Aussehen erlangt. Wir werden in der Folge sehen, dass die Schiefer stellenweise

auch noch anderen Veränderungen unterliegen und dass sich nur der Typus der dunklen feinglimmerigen Hieroglyphensandsteine in beiden Zonen der unteren Kreide als das beständigste Gesteinsglied erweist.

Flussaufwärts bieten die Thalgehänge einige Zeit keine Aufschlüsse. Es scheinen jedoch Hieroglyphenschichten die Gehänge zu beherrschen, welch' letztere auch höher, kurz unterhalb der Einmündung des Swidowec-Baches, am rechten Theiss-Gehänge aufgeschlossen sind und nach NW. bei circa 25° Neigung verflächen.

Man sieht an letzterer Stelle einen Schichtcomplex, der vorwiegend aus Thonschiefern besteht und dem sich plattige, selten Hieroglyphen führende Sandsteine, ausserdem Bänkchen von theils mit Calcitadern durchzogenen Strzolka-, theils von ganz kieseligen, in kleine scharfkantige, prismatische oder parallelepipedische Stücke zerfallenden Sandsteinen einschalten. Die Thonschiefer sind stellenweise auch röthlich gefärbt; auch beobachtete ich hier Lagen von griffelförmig zerfallenden Thonschiefern und solche von etwas flachmuschlig brechenden mergligen Schiefern.

Die Verschiedenartigkeit in der Ausbildung der so veränderten Hieroglyphenschichten ist noch auffallender in den Aufschlüssen gleich gegenüber am linken Theiss-Ufer. Man sieht daselbst, an der Einmündung des von Szesa kommenden Baches, ganz rothe, z. Th. auch grünlich gefärbte feste Thonschiefer in gestörten Schichtstellungen. Etwas höher bachaufwärts nehmen in diesem Seitenthale die Hieroglyphenschichten wieder ihr gewöhnliches dunkles Aussehen an. Sie beherrschen längere Zeit hinauf die Bachgehänge und wechseln überall mit dünneren bis ziemlich dicken Bänken von vorwiegend ganz kieseligen, etwas grünlich gefärbten Sandsteinen ab, die von geraden, meist mit Calcit ausgefüllten Sprüngen durchsetzt und wie zerhackt erscheinen und in kleine prismatische Gesteinsstücke zerfallen. Nur in geringem Theile sind es auch kalkhältige Strzolkasandsteine und Bildungen, die sozusagen zwischen ersteren und letzten die Mitte halten.

Höher in diesem Thale beobachtete ich auch Stücke von schwärzlichen und ganz hornsteinartigen Gesteinen, die breccienartig zerfallen und von feinen geraden Sprüngen, die jedoch meist mit Calcit ausgefüllt sind, durchsetzt werden. Dann verquert man eine Zone von echten Kwasienka-Schichten, über welchen auf dem zur Młaki-Wiese führenden Fusssteige, in einem feineren Schutte vorkommend, Schiefer und prismatische Stückchen von kieseligen Sandsteinen und hierauf, den Szesa-Berg einnehmend, massige Sandsteine der oberen Kreide folgen.

Ein ähnliches Profil bietet auch das Theiss-Thal von der Einmündung dieses Baches flussaufwärts. Man sieht nämlich gleich höher am linken Theiss-Ufer Hieroglyphenschichten, die mit Bänkchen von kieseligen, wie zerhackten und prismatisch oder parallelepipedisch zerfallenden Sandsteinen wechseln. Ueber ihnen folgen, bald oberhalb der Swidowec-Mündung, (leider nur in einem geringeren Schutte auf dem rechten Theiss-Ufer zu finden) den Kwasienka-Schichten entsprechende Bildungen. Dann herrschen bis zu dem, die Grenze des aufgenommenen Gebietes bezeichnenden Bache, Hieroglyphenschichten, die sich hie und da auf der linken Thalseite in kleinen Aufschlüssen bemerkbar machen.

Gleich beim Eingange in das Thal des letztgenannten Baches (an der Grenze des aufgenommenen Gebietes) sieht man auf der rechten Bachseite einige Sandsteinbänke anstehen, welchen sich auch eine feine Kalkbreccie einschaltet. Die licht chocoladebräunlich gefärbten, einer gewissen Jura-Kalkvarietät entsprechenden Kalkpartikelchen dieser Breccie, in der ganz untergeordnet auch Quarzstückchen vorkommen, sind fest mit einander verkittet. Diese sehr charakteristisch entwickelte mosaikartige Breccie wird sich in der Folge als ein wichtiges Orientirungsgestein erweisen.

Nach dem Gesagten haben wir im Theiss-Thale, auf der Strecke von oberhalb Borkut bis oberhalb von Swidowec, mit einem Wechsel von Hieroglyphenschichten mit dünnbankigen Sandsteinen — in welch' letzteren thalaufwärts allmälig eine immer grössere Verkieselung eintritt — und massigen Sandsteinen zu thun.

Die Schichten fallen auf der ganzen Strecke am rechten Theiss-Ufer vorwiegend nach NW., am linken nach SO. ein, so dass hier das von steilen Gebirgsgehängen, die stumpf kegelförmige Formen zeigen, eingeengte Theiss-Thal einer wirklichen Aufbruchsspalte zu entsprechen scheint.

Von den erwähnten Bildungen und speciell jenen, die an der Einmündung des Swidowec-Baches anstehen, sagen Paul und Tietze in den Studien pag. 93 Folgendes:

„Es ist dieses ein echter, etwas glimmeriger, dem gesammten Habitus nach sehr an paläozoische Gesteine (namentlich Culmschiefer) erinnernder Thonschiefer.“ Dann gleich weiter: „Dieser Thonschiefer bildet thalabwärts bis gegen Borkut die Gehänge der Theiss; ungefähr in der Mitte zwischen Swidowec und Borkut treten Sandsteine auf, die meistens dunkelgrau, zuweilen aber auch braunroth gefärbt sind, stellenweise in feines Conglomerat übergehen, und durch Wechsellagerung mit dem Thonschiefer in enger Verbindung stehen.“

In den Neuen Studien (pag. 192) wurden nun diese Thonschiefer den „älteren Karpathen-Sandsteinbildungen“ zugerechnet.

Die Zusammengehörigkeit dieser Bildungen mit jenen in der südlichen Zone der unteren Kreide *(a)* erscheint schon in den Studien angedeutet, indem es daselbst auf pag. 94 heisst: „Südlich von der Stadt (Bocskó Rahó) beobachteten wir ganz ähnliche glimmerige Thonschiefer, wie bei Swidowec.“

Thalerweiterung von Körösmező, obereocene Schichten daselbst. Bliznica-Zug in den Swidowec-Alpen.

Auf dem weiteren Wege von Swidowec Theiss-aufwärts bieten leider die flachen Gehänge in der grossen Thalerweiterung von Körösmező fast gar keine Aufschlüsse. Erst in den bei Körösmező einmündenden Seitenthälern, so am Laszczyna-, Łopuszanka-, Stebna-Bache u. s. w., sind allenthalben anstehende Schichten in grösseren Aufschlüssen zu beobachten. Man hat es hier in der nächsten Umgebung von Körösmező überall mit einem einheitlichen Schichtcomplexe zu thun, der aus einem Wechsel von lichtgrauen, mürberen und mergligen Schiefern mit kalkhältigen, meist stark von Calcitadern durchzogenen und ganz strzolkaartigen Sandsteinen besteht und dem sich auch vielfach massigere, mürbere Sandsteine

einschalten. Die dünnbankigeren Sandsteine führen stellenweise, neben gröberen, auch auffallend feine und scharf ausgeprägte Hieroglyphen in der Form von Nadeln, Würmern u. s. w.

Um diese Schichten näher kennen zu lernen, lohnt sich insbesondere eine Begehung des Łopuszanka-Thales (S. von Körösmező), woselbst man nach wenigen Minuten Weges, von der Einmündung bachaufwärts, einem grösseren Aufschlusse von hieroglyphenführenden strzolkaartigen Schichten begegnet, in denen man bald thalaufwärts an einer Stelle auch eine Einlagerung einer eigenthümlichen, dunkel bräunlichen Mergelkalkbreccie beobachtet. In den strzolkaartigen Sandsteinen erscheinen in Klüften auch Aggregate von Calcitkrystallen, wie ich solche, nebenbei erwähnt, in den Kreideschichten niemals bemerkte. Die Schichten sind hier zum Theil sehr steil aufgerichtet.

Diese Bildungen, welche zwar sehr an die Kwasienka-Schichten erinnern, möchte ich am ehesten mit den obereocenen strzolkaartigen Schichten der südlichen Sandsteinzone — und zwar mit jenem Horizonte, der unmittelbar an der Basis der unteroligocenen Schieferzone auftritt — parallelisiren, wie sich dies noch später im Czeremosz-Thale wird näher begründen lassen. Auch wurde bereits von Paul und Tietze die Umgebung von Körösmező als eocen bezeichnet. (Vergl. Studien pag. 91, und insbesondere Neue Studien pag. 217.)

Leider muss ich auf eine nähere Beschreibung der Umgebung von Körösmező verzichten, nachdem ich den Anschluss gegen N. und W. nicht mehr gewinnen konnte. Bemerken möchte ich nur, dass ich auf den hohen Kämmen des westlich von Körösmező gelegenen Bliznica-Zuges, während einer flüchtigen Orientirungs-Excursion, grössere und schöne Aufschlüsse von dünnplattigen, festen und dunkelgrauen, beim Anschlagen hellklingenden kalkhältigen Sandsteinen mit feinen vielfach verzweigten Fucoiden, in Verknüpfung mit sehr festen massigeren Sandsteinbänken u. s. w. beobachtete — Bildungen, die anscheinend von allen Flyschgebilden des aufgenommenen Gebietes ganz abweichend sind.

Oberes Bogdan-Thal.

In ihrem weiteren südöstlichen Verlaufe bietet die untere Kreidezone im oberen Theile des, bereits aus früheren Betrachtungen bekannten Bogdan-Thales, in manchen Beziehungen lehrreiche Aufschlüsse.

In diesem Thale treten gleich unterhalb der Einmündung des von NW., von der Rohonieska połonina kommenden Baches, im Liegenden von obercretacischen Sandsteinen, typische Hieroglyphenschichten der unteren Kreidestufe in einer schmalen Zone auf. Denselben schalten sich auch Bänkchen von theilweise etwas quarzitischen Strzolkasandsteinen ein.

Im Liegend der Hieroglyphenschichten folgen weiter Kwasienkaschichten, die ein schwankendes, vorwiegend südwestliches, aber auch nordöstliches Verflächen zeigen (wie man letzteres an einer Stelle am linken Bogdan-Ufer sieht) und im Bachbette selbst, an einer Stelle, sehr steil bis fast senkrecht aufgerichtet sind. Dieselben umfassen in tieferen Lagen sehr massige, graue bis lichtgraue, glimmerreiche Sandsteine mit kleinen thonigen Einschlüssen, welche z. Th. auch quarzitisch

entwickelt, dabei aber stets mehr oder weniger kalkhältig sind, worauf schon die in ihnen ziemlich häufig zu beobachtenden Calcitadern hindeuten.

Auf diese Schichten der unteren Kreide, die nur eine schmale, im genannten Seitenthale sich nach NW. hinaufziehende Aufbruchszone bilden, lagern thalaufwärts wieder obercretacische Sandsteine, in deren Liegendem bald untere Kreideschichten auftreten, die dann das ganze obere Bogdan-Thal beherrschen.

Gleich beim Eingange in das obere Thalgebiet fand sich in dem, unterhalb der Klause am linken (östlichen) Bogdan-Ufer einmündenden Bache, jene charakteristische Kalkbreccie von Swidowec in wenigen Gesteinsstücken vor, die allem Anscheine nach dem Horizonte der Kwasienka-Schichten, resp. ihrem Liegend, angehören dürfte.

Etwas höher, bei der Lolin-Klause, bietet das rechte Thalgehänge einen grösseren Aufschluss von anstehenden Hieroglyphenschichten, die (ähnlich wie dies im Streichen im Theiss-Thale der Fall war) dem Liegendhorizonte der Kwasienka-Schichten zu entsprechen scheinen und als tiefere Hieroglyphenschichten zu betrachten wären.

Man sieht hier vorwiegend dunkle feste Thonschiefer, plattige Sandsteine mit seltenen, jedoch bezeichnenden Hieroglyphen, dünne Lagen von sandigen, viel verkohlte Pflanzenreste führenden Schiefern und meist dünnere Bänke von festen Sandsteinen, im wiederholten Wechsel mit einander. Letztere sind zum Theile kalkhältig, von Calcitadern durchzogen und entsprechen ziemlich genau dem Strzolkatypus; vorwiegend aber sind es kieselige, dichte von geraden Sprüngen durchzogene und wie zerhackte Sandsteine, die in kleine, mehr weniger prismatische oder parallelepipedische Stücke zerfallen und auf den natürlichen Schichtflächen Andeutungen von gröberen Hieroglyphen zeigen. Diese Form des Zerfallens kommt hier in einem gewissen Grade selbst noch den eigentlichen kalkhältigen Strzolkasandsteinen zu.

Die kieseligen Sandsteine, welche fast glasige Bruchflächen zeigen, lassen jedoch in einem mehr verwitterten Zustande häufig ein feinkörniges Sandgemenge erkennen. Kleine Quarzkryställchen (Marmaroscher Diamanten), die sich nicht selten in Klüften und Sprüngen dieser Sandsteine ausscheiden, verleihen denselben ein glitzerndes Aussehen. Aber auch in den Strzolkasandsteinen sind ähnliche Quarzkryställchen anzutreffen, wie sich andererseits in den kieseligen Sandsteinen auch Calcit in Sprüngen ziemlich häufig ansammelt. Ueberhaupt existiren vielfache Beziehungen zwischen den kalkhältigen und kieseligen Sandsteinen und man gelangt schliesslich stets zu der Ansicht, dass man es in dieser (nördlichen) Zone der unteren Kreide mit einer allmälig und wohl nur auf nassem Wege vor sich gegangenen, meist nicht vollständigen Verkieselung der Strzolka-, z. Th. auch der massigeren Sandsteine selbst, zu thun hat.

Die erwähnten Schichten, welche der Kürze und leichteren Uebersicht halber, L o l i n - S c h i c h t e n benannt werden sollen, begleiten von der Klause thalaufwärts durch längere Zeit das rechte Bogdan-Ufer. Es treten dann in denselben die Thonschiefer, welche nicht selten auch etwas röthlich oder grünlich gefärbt sind, stellenweise so sehr in den Vordergrund, dass die Schichten fast das Aussehen einer Schieferzone

annehmen. Hie und da schalten sich den Schichten auch kleine Sphärosideritflötzchen ein.

Die Schichten erscheinen auf dieser Strecke am rechten Ufer in sanfte Wellen gefaltet und fallen flach nach W. bis NW., unter den obercretacischen Sandsteincomplex des Szesul-Pietrosz-Zuges ein. Ihre Schichtköpfe bilden stellenweise felsige Gehänge, die das Thalbett schluchtartig einengen.

Am linken Thalgehänge dagegen hat man es gleich oberhalb der Thalsohle auf einer längeren Strecke vorwiegend nur mit einem feineren Schutte eckiger Stückchen von kieseligen, hie und da auch weisslich gefärbten Sandsteinen zu thun. Diese rechne ich mit einiger Wahrscheinlichkeit bereits der unteroligocenen Schieferzone zu, auf welche wir bald des Näheren zu sprechen kommen werden und die hier zungenförmig über die untere Kreide greift.

In den vorher genannten Hieroglyphenschichten (Lolin-Schichten) beobachtete ich oberhalb der Klause im dunklen Thonschiefer hie und da die bezeichnenden Fucoiden *(Sphaerococcites inclinatus?)*, welche hier meistens eine feinere Zeichnung zeigen. Eine kurze Strecke höher fand sich in einem Schieferstück auch jene bekannte, charakteristische und seltene, rosetartige Fucoidenform *(Sphaerococcites affinis?)* von oberhalb der Dobryn-Mündung im Czeremosz-Thale, vor (pag. 542). Dieser Fund hat mir erst eine gewisse Sicherheit von der Zusammengehörigkeit der südlichen (*a*) und nördlichen Zone (*b*) der unteren Kreide verschafft.

Im Bogdan-Thale bachaufwärts treten im Liegenden der Hieroglyphenschichten immer häufiger massige, sehr feste, zum Theil grobkörnige quarzitische Sandsteine, ähnlich jenen im Theiss-Thale, und ausserdem grüne, zum Theil stark verkieselte, seltener etwas mürbere Sandsteine, auf. Letztere Sandsteinvarietät, die bis jetzt noch nicht beobachtet wurde, ist höher oben, an der Bachgabelung bei 978 Meter, im Schichtverbande anzutreffen.

An der genannten Bachgabelung sieht man zu unterst an der Thalsohle die grünen, harten, dickbankigen Sandsteine, welche von Sprüngen vielfach zerklüftet erscheinen. Die Klüfte sind mit milchweissem Quarz, der auch ähnlich gefärbte Krystallaggregate bildet, ausgefüllt; ausserdem kommen auf den Kluftflächen feinere, schön glitzernde Quarzkryställchen häufig vor. Ueber diesen Sandsteinen folgen Hieroglyphenschichten, in denen ich hie und da feine typische Hieroglyphen bemerkte.

Von der erwähnten Bachgabelung ging ich längs dem nordöstlichen Bacharme, und hierauf von einer neuerlichen Gabelung längs dem nordwestlichen Arme auf die Harmanieska połonina hinauf. In Folge sehr mangelhafter Aufschlüsse liess sich nur so viel mit Bestimmtheit feststellen, dass die früheren Bildungen ununterbrochen längs dem genannten Bache nach N., bis auf den Kamm fortsetzen.

Auf dem erwähnten Kamme, der in östlicher Richtung zur Howerla (2058 Meter) führt, erheben sich am Fusse der mächtigen Pietrosz-Kuppe, in einem fast ganz aufschlusslosen, berasten Terrain einige Jurafelsen (Kalk und Melaphyr), die später näher beschrieben werden. Etwas nördlich von dem am meisten nach N. vorgeschobenen Jurafelsen beobachtete ich im Liegenden der obercretacischen Pietrosz-

Sandsteine schwache Aufschlüsse von verwitterten mürberen Schiefern und plattigen Sandsteinen, die hie und da verwischte, jedoch charakteristische und feine Hieroglyphen führen. Ausserdem fanden sich auch etwas sandige Schiefer mit grösseren Fucoiden (?) vor, die jenen der Kwasienka-Schichten (pag. 547) ähnlich sind.

Fortsetzung des Profiles nach N. im Laszczyna-Thale.

Von den Jurafelsen am Kamme stieg ich längs dem direct von da nach NO. abfliessenden Laszczyna-Bache hinunter — mich bis in die Nähe der Klause Laszczyna in einem dicht bewaldeten, auffallend flachen und mit den steilen Pietrosz-Gehängen contrastirenden Terrain bewegend.

Gleich anfangs, nördlich von den Jurafelsen, erscheinen in dem Bache kleine Aufschlüsse von südwestlich verflächenden, verwitterten Hieroglyphenschichten. In denselben sind die Thonschiefer theilweise auch graugrünlich gefärbt, mitunter treten etwas mürbe und flachmuschelig brechende Schiefer auf; die dickeren Bänkchen sind theils kieselige, in kleine kantige Stücke zerfallende, theils aber Strzolkasandsteine. Etwas tiefer unten zeigen die Schichten grosse Störungen und ein schwankendes, vorwiegend süd- bis nordwestliches Verflächen.

Im Liegenden dieser Hieroglyphenschichten folgen bachabwärts Kwasienka-Schichten, die in einem reichlichen Schutte vorliegen und in welchem lichtgraubläuliche kalkreiche Strzolkasandsteine vorwalten. Gegen das Liegende kommen massige lichtgrau bis weissgelblich gefärbte Sandsteine zum Vorschein, die viel weissen Glimmer in vorwiegend grösseren Schüppchen führen. Sie sind fein- und fast zuckerartig, zum Theil aber auch grobkörnig entwickelt und enthalten im letzteren Falle kleine rundliche Einschlüsse thoniger Substanzen; sie sind etwas mürbe, brausen, mit Säuren behandelt, nur schwach und zeigen nirgends Calcitausscheidungen. Wir haben es hier mit einer Modification der überhaupt ziemlich stark variirenden massigeren Sandsteinbildungen der Kwasienka-Schichten zu thun. Diese Varietät erinnert auch, nebenbei erwähnt, an gewisse licht gefärbte massige Sandsteine, wie ich solche in dem, der Czarna Hora-Kette nördlich vorlagernden Eocen, so im Dzembronia-Thale an der Einmündung des Deretyniczuk-Baches, beobachtete.

Im Bereiche dieser Bildungen fanden sich im Bachbette auch einzelne Blöcke der charakteristischen Kalkbreccie von Swidowec vor, die somit, wie schon früher gesagt, an die Kwasienka-Schichten, und zwar an einen tieferen Horizont derselben, gebunden sein dürfte.

Etwas tiefer bachabwärts sind die erwähnten lichten Sandsteine auch im Schichtverbande anzutreffen. Sie bilden hier zusammen eine etwa 8 Meter mächtige Zone und verflächen unter 45° Neigung nach SW. Ueber ihre dickbankigen Schichtköpfe stürzt der Bach in kleinen Cascaden herunter. In ihrem Liegenden folgen hierauf dünnschichtige Lagen, die nach SW. einfallen, wobei sich der Neigungswinkel bis 70° steigert. Es sind dies dunkle Schiefer, dunkle plattige Sandsteine, die hie und da feine, walzen- oder wurmförmige Hieroglyphen zeigen, mit einem Worte typische Hieroglyphenschichten. Diese wechseln nach unten mit bis 0·3 Meter dicken Bänken von festen, in kantige Stücke

zerfallenden Sandsteinen ab, und nehmen tiefer, wo sich die Schichten etwas flacher legen, auch einige Bänke von massigen Sandsteinen auf, die etwas an die oberen, licht gefärbten erinnern.

Bachabwärts folgt dann ein wiederkehrender Wechsel von vorwiegend grünen, seltener rothen, theilweise auch dunkel gefärbten Thonschiefern, in denen dünnplattige Sandsteine mit verkohlten Pflanzenresten (Hieroglyphensandsteine) nur ganz untergeordnet vorkommen — und von dickbankigen grünen, zum Theil stark verkieselten Sandsteinen, wie wir letztere im Bogdan-Thale (978 Meter) angetroffen haben. Die grünen Sandsteine sind stellenweise grobkörnig und zum Theil auch etwas mürbe entwickelt und enthalten häufig zahlreiche Einschlüsse von thonigen, grünlich gefärbten Substanzen. Wo Schieferbildungen überwiegen, sinken in ihrem Bereiche die Sandsteine zu dünnen Bänken (die in kleinere kantige Stücke zerfallen) herab und umgekehrt reduciren sich erstere im Bereiche der massigen Sandsteine auf ganz schmale Zwischenlagen. Die Schichten verflächen fortwährend nach SW. mit meist 45° Neigung.

Thalabwärts, bevor man noch die oberste Hauptgabelung des Baches erreicht hat (die auf der Karte zu hoch, resp. die Waldgrenze zu niedrig eingezeichnet ist), treten wieder typischere dunkle Hieroglyphenschichten auf. Der Bach nimmt von da ein kleineres Gefälle an. Leider sieht man dann lange Zeit, bis zur Klause Laszczyna, keine Aufschlüsse. Es kommen jedoch auf dieser Strecke, in mächtigen Blöcken im Bachbette herumliegend, massige, feinkörnige, dunkel graubläulich gefärbte und bräunlich verwitternde, glimmerarme Sandsteine, hie und da mit stärkeren Calcitadern, zum Vorschein, wie ich solche sonst nur im unteren Kreidecomplexe, und zwar in tieferen Lagen, beobachtete.

Ob die bis jetzt in dem Bache angetroffenen untercretacischen Bildungen concordant sich aufbauen und einem einzigen grossen Schichtcomplexe entsprechen, oder aber dieselben durch senkrechte Brüche verschoben wurden, so dass, wenigstens theilweise, eine Wiederholung derselben Schichthorizonte eintritt, kann nicht mit Bestimmtheit entschieden werden. Indess scheint das letztere, wie wir es bald an einer anderen, jedoch nahe und im unmittelbaren Streichen gelegenen Stelle sehen werden, sehr wahrscheinlich der Fall zu sein.

Unterhalb der vorerwähnten Laszczyna-Klause treten massig entwickelte, lichtgrau gefärbte, glimmerreiche Sandsteine auf, die nach SW., somit scheinbar unter die oben erwähnte Schichten der unteren Kreide einfallen. Der Sandstein ist mittelkörnig und weist einen geringen Gehalt an Kalkbindemittel auf.

Dieser Sandstein begleitet thalabwärts einige Zeit den Laszczyna-Bach und setzt einen steiler sich erhebenden Gebirgszug zusammen, der zur Howerla in der Czarna Hora-Kette hinüberstreicht. Ich zähle ihn bereits dem oberen Oligocen zu und betrachte ihn als ein Aequivalent des Borsa-(Magóra-)Sandsteines, was sich aber erst später wird näher motiviren lassen. Wir werden ihn unter der Bezeichnung Czarna Hora-Sandstein näher kennen lernen.

Im Liegenden dieser Sandsteine kommt thalabwärts plötzlich eine Schieferzone zum Vorschein, die auf dem rechten Steilufer des Baches gut aufgeschlossen ist. Es sind dies dunkle, bis ziemlich lichtgrau oder

auch grünlich gefärbte Mergelschiefer und mergelig-thonige Schiefer, die etwas flachmuschelig brechen, nicht selten bräunliche Verwitterungsbeschläge zeigen und hie und da Fucoiden führen, welche durch ihre stärkere und mehr vom Grunde ausgehende Verzweigung und allgemein feinere Zeichnung, vom Sphaerococcites der unteren Kreide abweichen und am meisten an den *Chondrites intricatus Sternb.* erinnern. Die Schiefer wechseln mit Bänkchen von festen, dichten und kalkhältigen, aber auch kieseligen Sandsteinen ab, die in kleine prismatische oder parallelepipedische, mitunter etwas gebänderte Stücke zerfallen. Die Sandsteine sind schmutzig und ziemlich dunkelgrau, mit einem Stich in's Bläuliche oder Grünliche gefärbt und zeigen nicht selten auf den Verwitterungsflächen gröbere, aber auch ziemlich feine, gerade, gekrümmte und knopfförmige Hieroglyphen. Die rauhe Beschaffenheit und die häufig zu erkennende sandige Beschaffenheit letzterer, sowie noch andere, mehr dem Gefühlsurtheile anheimfallende Erscheinungen, lassen in denselben bei einer näheren Betrachtung häufig nur Reliefformen von mitunter täuschender Aehnlichkeit mit den cretacischen Hieroglyphen erkennen. Es soll damit jedoch nicht gesagt werden, dass die cretacischen Hieroglyphen ausschliesslich organischen Ursprunges sind.

Die Sandsteine dieser Schieferzone sind mehr oder weniger zerklüftet und die Klüfte mit Calcit ausgefüllt. In einzelnen Lagen erscheinen die Sandsteine von so zahlreichen Calcitadern durchsetzt, dass sie den Strzolkasandsteinen und speciell jenen aus den Kwasienka-Schichten zum Verwechseln ähnlich sind. Es erweisen sich aber auch diese strzolkaartigen Sandsteine stets etwas kieselhältig und es erscheinen auf deren Kluftflächen nicht selten winzige, schön ausgebildete, helle Quarzkrystalle [1]), ausserdem auch Colonien von Pyritkryställchen.

Diese Zone parallelisire ich nun mit den unteroligocenen Schieferbildungen des südlichen Flyschgebietes, in welchem uns letztere wiederholt in einer ganz ähnlichen Faciesentwicklung entgegentraten (vergl. z. B. pag. 482). Immerhin ist die grosse Aehnlichkeit dieser Schieferzone mit gewissen untercretacischen Schichten nicht zu verkennen. Es unterscheidet sich jedoch dieselbe von den letzteren vor Allem durch das Fehlen der festen plattigen dunklen Hieroglyphensandsteine, sowie der festen ähnlich gefärbten Thonschiefer. Auch erscheint hier die Schieferzone in zahlreiche kleinere und stark gewölbte Wellen verbogen, eine Form der Schichtstellung, die im Kreidegebiete nicht vorkommt.

Die Schichten dieser Schieferzone fallen anfangs vorwiegend nach NO., dann nach SW. ein, in deren Hangenden thalabwärts, in der Nähe von Kozmieszczek, wieder grobe glimmerige Sandsteine des oberen Oligocens folgen. In letzteren Sandsteinen machen sich auch thonige und gewöhnlich etwas graugrünlich gefärbte Einschlüsse bemerkbar, denen wir in den Czarna Hora-Sandsteinen überhaupt häufig begegnen werden und was mitunter leicht einen Anlass zu Verwechslungen mit den massigen Sandsteinen der cretacischen Kwasienka-Schichten geben könnte.

Im Orte Kozmieszczek kommt wieder die unteroligocene Schieferzone zum Vorschein, die insbesondere etwas tiefer, am rechten Laszczyna-

[1]) Marmaroscher Diamanten, die somit sowohl in der unteren Kreide, als auch im Unteroligocen vorkommen.

Ufer, grössere Aufschlüsse bietet. Man sieht daselbst dunkle und grünlich gefärbte Schiefer, die mit 0·3 bis 0·6 Meter dicken Bänken von harten, in kantige Gesteinsstücke zerfallenden Sandsteinen wechsellagern. Die Schichten fallen daselbst zum Theil sehr steil nach SW. ein.

In der unteroligocenen Schieferzone, die wir soeben im Laszczyna-Thale verquerten, gelangt dann in der südöstlichen Fortsetzung des Streichens (wie wir das später sehen werden) insoferne ein Unterschied zur Geltung, als dieselbe in dieser Richtung immer mehr an Mächtigkeit gewinnt und kieselige Sandsteine in derselben eine immer grössere Verbreitung finden.

Längs dem Kozmieszczek, bachaufwärts bis zur Howerla-Spitze.

Von dem Orte Kozmieszczek wendete ich mich, dem Laufe des Kozmieszczek-Baches folgend, wieder nach SO., um die Howerla zu besteigen.

Oberhalb der Kozmieska-Klause, in welch' letzterer Nähe sich hie und da rothe, lehmige Schuttstellen bemerkbar machen, beobachtete ich an der Thalsohle, längere Zeit bachaufwärts, unteroligocene Bildungen, die sich in einem geringeren Schutte vorfinden. Ich traf hier auch Stücke von dunkelbraun gefärbten Schiefern, welche direct an Smilno-Schiefer erinnern; doch waren grünlich gefärbte Schiefer häufiger zu sehen.

Thalaufwärts erscheint die Schieferzone hie und da auch im Schichtverbande, und bietet dieselbe an einer Stelle am linken Bachufer einen grösseren Aufschluss. Man bemerkt hier dunkelbraune bis lichtgraue, zum Theil auch grünlich gefärbte Schiefer im Wechsel mit 4—25 Centimeter dicken Bänken von vorwiegend kieseligen Sandsteinen, die glasige Bruchflächen zeigen. Die Schichten fallen mit 65° Neigung nach SW. bis WSW. ein. Ihren liegenderen Partien schalten sich auch einige Bänke massiger Glimmersandsteine ein (wie wir dies auch anderswo im Bereiche der Schieferzone beobachten werden), welche den früher angetroffenen oberoligocenen Sandsteinen ähnlich sind. Thalaufwärts erreicht man im Hangenden der Schieferzone einen ziemlich breiten Zug von oberoligocenen Sandsteinen und ist dies derselbe Zug, dem wir vorher beim Ort Kozmieszczek begegnet sind. Diese Sandsteine bedecken häufig das Bachbett mit bis 2 Meter grossen Blöcken und dicken groben Platten.

Höher, an der Gabelung des Baches, tritt wieder die unteroligocene Schieferzone hervor. Von dieser Gabelung schlug ich den Weg über den sich direct von da nach SO. zur Howerla hinaufziehenden Gebirgsrücken ein. In den düsteren Urwäldern verlor ich meinen Begleiter. Ich musste mich beeilen, um die Waldgrenze und eine daselbst vermuthete Alpenhütte zu erreichen. Im Scheine einer Touristenlaterne beobachtete ich beim Hinaufgehen auf dem genannten Rücken Gesteinsstücke, die annehmen liessen, dass hier die unteroligocenen Bildungen — denen sich, ähnlich wie vorher, auch einzelne Bänke von massigen Sandsteinen einschalten dürften — längere Zeit und bis in die Nähe der Waldgrenze, das Terrain beherrschen.

Am Eingange in den Thalkessel der erwähnten Jasińska Kozmieska, an der Waldgrenze, herrschen massige oberoligocene Sandsteine, die z. Th. auch grobkörnig sind und die bekannten thonigen Einschlüsse führen. Sie sind gleich weiter oben, in dem sich direct zur Horwerla-Spitze hinaufziehenden Thaleinrisse des Kozmiesczek-Baches, im Schichtverbande anzutreffen. Die bis 1·5 Meter dicken Sandsteinbänke verflächen stellenweise sehr steil, mit bis 65° Neigung, nach SW.

Höher tritt wieder eine Schieferzone zum Vorschein, die bachaufwärts längere Zeit den genannten Thaleinriss beherrscht. Die Schiefer, denen sich stellenweise ganz kleine Linsen von mergeligen Sphärosideriten einschalten, wechseln mit hieroglyphenführenden, festen Sandsteinen ab. Die Schieferzone zeigt überhaupt eine ganz ähnliche Entwicklung, wie die vorher, z. B. im Laszczyna-Thale verquerte, weshalb ich dieselbe dem unteren Oligocen zuzähle und als einen Aufbruch im Bereiche der oberoligocenen Sandsteine bezeichne. Die Möglichkeit aber, dass diese Schieferzone dem oberen Oligocen angehören und, ähnlich wie die D. Fagu-Schieferzone im oberen Oligocen der südlichen Flyschmulde, auch hier die massigen Sandsteine etwa in zwei grosse Complexe trennen könnte, scheint mir ganz ausgeschlossen zu sein. Dies näher zu begründen, wird jedoch erst dann möglich sein, wenn wir die Czarna Hora-Kette auch noch an anderen Stellen verquert haben werden.

Ueber den unteroligocenen Schichten, die höher constant überall nach SW. unter 35° bis 40° Neigung verflächen, folgen concordant die früheren massigen, lichtgrau gefärbten, glimmerreichen Sandsteine des oberen Oligocens, welche auch die kegelförmige Kuppe der Howerla einnehmen.

Der Uebergang aus der Schieferzone zu diesem hangenden Sandsteincomplexe vollzieht sich hier äusserst langsam, wie man dies in dem früher angegebenen Bacheinrisse beobachten kann. Bei einem allmäligen Zurücktreten der festen kalkig-kieseligen Sandsteine, treten nämlich allmälig immer mehr in den Vordergrund massigere glimmerreiche Sandsteine, die anfangs noch vielfach mit Schiefern wechseln. Letztere sind stellenweise auch ganz dünnplattig und ziemlich feinkörnig entwickelt, sind sehr glimmerreich und an den Verwitterungsflächen hie und da mit auffallenden, an Regenwürmer erinnernden, oder vielfach verzweigten und rauhen Reliefformen versehen. Einzelne Lagen von diesen hieroglyphenartigen Sandsteinen machen sich, wenn auch stets ganz untergeordnet, nicht nur in liegenden, zunächst über der Schieferzone gelegenen, sondern auch in den hangenden Partien des oberen Oligocens bemerkbar und wurden dieselben auch weit von hier im südöstlichen Streichen, so am Gipfel des Pop Iwan, beobachtet. Würde man daher auch diese Vorkommen kurzweg als Hieroglyphen bezeichnen, so wären dann überhaupt im Gebiete: untercretacische, obereocene, unter- und oberoligoeene Hieroglyphenzonen zu unterscheiden, sowie andererseits ausser den cretacischen Strzolkaschichten, auch im Obereocen und Unteroligocen strzolkaartige Bildungen vorkommen.

Gegen die Spitze der Howerla zu herrschen ausschliesslich massige Sandsteinbänke, die nach oben allmälig eine immer steilere Neigung annehmen.

Von der Howerla zum Pietrosz, und dann nach S. über den Lanczynieski groń zum Menczil; die Aehnlichkeit der Kreidegebilde von Menczil mit den Wernsdorfer Schichten.

Auf der Südseite der Howerla, etwa 150 Meter unterhalb ihrer Spitze, sind an einigen Stellen die Flächen der Sandsteinbänke aufgeschlossen, welche unter einem Winkel von 55° nach SW. geneigt sind. In ihrem Liegenden folgt gegen S., am Sattel der zum Lanczynieski groń führt, die unteroligocene Schieferzone, welche weiter südlich an untercretacische Schichten anstosst. Gegen W. jedoch greifen selbst die Czarna Hora-Sandsteine lappenförmig und in getrennten Schollen auf die unteren Kreideschichten über, wie man dies auf dem zum Pietrosz führenden Kamme sieht.

Auf diesem Kamme begegnet man gleich im O. von der Jura-Felsgruppe, oberoligocenen Sandsteinen, die daselbst eine flache und breite Kuppe zusammensetzen. In ihrem Liegenden erscheinen, von der Nordseite schwach aufgeschlossen, dünnschichtige, stark verwitterte Lagen mit festen prismatisch zerfallenden Sandsteinbänkchen, und darunter im NO. von der Oligocenscholle, in dicken nach SW. verflächenden Bänken anstehend, die aus dem Bogdan- und obersten Laszczyna-Thale bekannten, sehr harten und grün gefärbten kieselhältigen Sandsteine des tieferen Horizontes der unteren Kreidestufe.

Das Vorkommen der letztgenannten grünen Sandsteine, sowie der Umstand, dass wir uns da nahe im Streichen jener Schichten befinden, die wir vorher im obersten Laszczyna-Thale verquerten und daselbst als untercretacisch erkannten, lässt hier kaum über das untercretacische Alter der fraglichen Schichten zweifeln. Aehnlich wie hier, haben wir auch im genannten Laszczyna-Thale das unmittelbare Aneinandergrenzen der oberoligocenen Sandsteine mit der unteren Kreide beobachtet.

Die untercretacischen Schichten behaupten dann im O. von der Oligocenscholle die tiefste Einsattlung des Kammes, während über denselben gleich weiter östlich wieder oberoligocene Sandsteine lagern, welche die mit 1620 Meter berechnete flache Kuppe einnehmen und bereits mit der Czarna Hora-Sandsteinmasse im Zusammenhang stehen. Die Kreidegebilde sind auf dieser Nordseite dieser Kuppe aufgeschlossen und verflächen nach SW. bis W.

Allem Anscheine nach sind daher am genannten Kamme die unteren Kreideschichten mit den sie belastenden oberoligocenen Sandsteinmassen von mehreren verticalen Brüchen betroffen worden, wie dies im Prof. Fig. 7 (Taf. VII) zum Ausdruck gebracht wurde, wobei es jedoch immerhin fraglich bleibt, ob letztere concordant den ersteren aufliegen.

Es wäre noch zu betonen, dass sich die oberoligocenen Sandsteine durch eine lichtgraue Färbung, den gänzlichen Mangel von Calcitausscheidungen, die häufigen Einschlüsse von thonigen Substanzen und durch ihre im Allgemeinen mürbere Beschaffenheit sehr deutlich von den obercretacischen, sowie von den massigen Sandsteinen der unteren Kreide und speciell auch von jenen der Kwasienka-Schichten (mit welch' letzteren sie noch am ehesten verwechselt werden könnten) unterscheiden.

Wir kehren auf den Lanczynieski groń zurück, um den Weg über den Kamm dieses Gebirgsrückens nach S. fortzusetzen.

Wie schon erwähnt wurde, folgt daselbst im Liegenden der Czarna Hora-Sandsteine eine unteroligocene Schieferzone, die vorwiegend aus dunkelbraun gefärbtem und flachmuschlig brechendem Schiefer mit Bänkchen von kieseligen Sandsteinen besteht. Letztere zerfallen in kleine eckige Stückchen, zeigen glasige Bruchflächen und erscheinen nicht selten (bei der Verwitterung) weisslich, annähernd zuckerartig gefärbt. Die Schichten bieten stellenweise am Kamme kleine Aufschlüsse und verflächen anfangs steil nach NO., unter die Czarna Hora-Sandsteine, während sie weiter südlich ein entgegengesetztes Einfallen, nämlich nach SW. annehmen.

Diese Schichten erinnern zwar in vielen Beziehungen an die untercretacischen Gebilde, wie wir letztere z. B. soeben am Wege zu den Jurafelsen unter dem Pietrosz gesehen und andererseits gleich weiter südlich am Lanczynieski groń beobachten werden, doch zähle ich dieselben mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Unteroligocen zu, das hier wieder längs der Süd-Westseite der Czarna Hora-Kette, als Gegenflügel der vorher auf ihrer Nord-Ostseite angetroffenen Schieferzone, auftritt und im Allgemeinen eine ziemlich breite und zum Theil unterbrochene Zone zusammenzusetzen scheint. Der Umstand jedoch, dass diese Schichten hier im Liegenden von oberoligocenen Sandsteinen auftreten, kann an und für sich in dem vorliegenden Falle nicht entscheiden, da wir letztere auf dem früheren Wege zu den Jurafelsen, auch im Hangenden von untercretacischen Schichten vorgefunden haben. Es sprechen aber für die obige Horizontirung auch noch andere, und zwar petrographische Momente. So bleibt der Typus der dunklen flachmuschlig brechenden Schiefer den untercretacischen Gebilden doch schliesslich ganz fremd (wenn auch im Unteroligocen letztere nur stellenweise in dieser typischen Form erscheinen). Vor Allem aber sind hier für das Unteroligocen die weisslichen kieseligen Sandsteine sehr charakteristisch, welche in den Kreideschichten niemals vorkommen, dagegen in den unteroligocenen Schieferzonen häufig anzutreffen sind. Da wieder andererseits diesen Schichten auch gewisse, für die untere Kreide charakteristischen Bildungen fehlen, wie dies vorher bei der Begehung des Laszczyna-Thales hervorgehoben wurde (pag. 557), so sind dieselben eben mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Unteroligocen zuzurechnen.

Letzteres zieht von hier in einer schmalen Zone auch auf die linken Thalgehänge des Bogdan-Baches hinüber (pag. 554) und scheint daselbst eine untercretacische Mulde auszufüllen, welche, conform mit dem anormalen Verflächen und Streichen des Kreidegebirges im oberen Bogdan-Thale, ebenfalls von NO. nach SW. streicht.

Im weiteren Verfolg des langen Lanczynieski-Kammes nach S. begegnet man bald untercretacischen Schichten, die leider sehr mangelhafte Aufschlüsse bieten. Es sind dies vor Allem feste Thonschiefer, die stellenweise grünlich, sonst dunkel gefärbt und von jener typischen Form sind, wie wir sie z. B. im Thale der Schwarzen Theiss und auch allgemein in der südlichen Kreidezone *(a)* beobachteten. Sie wechseln mit dünnen Bänken von sehr feinkörnigen, festen und grau bis ziemlich dunkel gefärbten Sandsteinen ab, die von geraden, feinen Sprüngen

durchsetzt und wie zerhackt sind und allmälig in mehr oder weniger stark verkieselte Sandsteine übergehen (vergl. pag. 550).

Beim Herabsteigen vom Lanczynieski groń z. B. nach O. in das Howerla-Thal, trifft man auf den dichtbewaldeten Gehängen meist nur diese kieseligen Sandsteine in kleinen Gesteinstücken an, weshalb man unwillkürlich an das Oligocen zurückdenkt.

Die untercretacischen Schichten sind erst weiter südlich, auf der Süd-Ostseite der Menczil-Kuppe 1592 Meter, in einem grösseren Masse aufgeschlossen. Man sieht daselbst an der Waldesgrenze typische Thonschiefer des Theiss-Thales, vorwiegend jedoch solche von fast schwärzlicher Färbung mit merklichem Bitumengehalt, untergeordneter dunkle plattige Sandsteine — in Wechsellagerung mit Bänkchen von dunklen, schweren und in prismatische Stücke zerfallenden Sandsteinen. Letztere sind zum Theil fast ganz verkieselt und dunkel schmutzig grünlich gefärbt, zum Theil dagegen beschränkt sich die Verkieselung nur auf die, die prismatische Form des Gruses bestimmenden Kluftflächen, während die Sandsteine auf frischen Längsbrüchen, mehr oder weniger deutlich, eine feinkörnige, hier meist ganz dunkel gefärbte Sandmasse, in der Glimmerschüppchen erscheinen, erkennen lassen (vergl. Lolin-Schichten im Bogdan-Thale). In dem einen wie auch anderen Falle sind die kieseligen Kluftflächen häufig mit glitzernden Quarzkryställchen bedeckt. Nur untergeordnet treten Bänke von Sandsteinen auf, die gar nicht verkieselt zu sein scheinen. Auf den natürlichen Schichtungsflächen der Sandsteine machen sich hie und da gröbere Hieroglyphen bemerkbar. (die an gewisse dickere hieroglyphenartige Protuberanzen der unter-oligocenen Sandsteinbänke erinnern). Dem Schichtcomplexe, der flach nach NW. einfällt, schalten sich ausserdem einzelne Bänkchen von dunkelgrauen bis schwärzlichen Hornsteinen ein, die meist von zahlreichen, geraden und feinen Sprüngen durchsetzt sind und breccienartig zerfallen (pag. 550).

Diese Schichten sind auch auf der Nord-Ostseite der Kuppe aufgeschlossen und zeigen an einer Stelle eine sehr steile Neigung nach SW. Ich beobachtete daselbst auch Stücke von plattigen Sandsteinen mit Hieroglyphen und Schiefer mit Fucoiden *(Sphaerococcites)*.

Im Hangenden, d. i. gegen den Gipfel des Menczil zu, machen sich einzelne Bänke von massigeren, ziemlich dunkelgrau gefärbten und glimmerreichen Sandsteinen bemerkbar, die direct jenen ähnlich sind, welche wir vorher im Theiss-Thale, bei Surdok und tiefer unten in der Thalsohlhöhe 551 Meter, angetroffen haben.

Den Südabhang der Menczil-Kuppe bedecken dagegen die erwähnten Schichten mit einem reichlichen, vorwiegend feinerem und dunkelgefärbten Gruse. Auf dieser Seite beobachtete ich etwas tiefer, an der Waldgrenze, die dunklen bis fast schwärzlichen Thonschiefer in mitunter auffallend grossen und eckigen Blöcken, wobei sie zugleich eine z. Th. weniger deutliche Spaltbarkeit und eine Neigung zum Zerfallen in prismatische Stücke zeigten, wie man dies sonst nur bei den betreffenden Sandsteinen zu sehen pflegt. Hier fand sich auch in einem schwärzlichen Schieferstück ein unverzweigter, sanft gebogener *Sphaerococcites (!)* vor, der fast an einen Graptoliten erinnert; es dürften jedoch bei demselben die einzelnen Zweigchen abgebrochen sein.

Wie es hier zu erwähnen wäre, erinnern die Menczil-Schichten, insbesondere beim ersten Anblick, an die dunklen unteroligocenen Schieferbildungen, wie dies übrigens mehr weniger für die ganze nördliche Kreidezone *(b)* zutrifft. Bei einer näheren Betrachtung kommen jedoch nicht unwesentliche Unterschiede zur Geltung, wie sich dies schon theilweise aus den bisherigen Beobachtungen ergibt und in der Folge noch vervollständigen wird. Eine genaue Fixirung der diesbezüglichen petrographischen Unterschiede ist jedoch in einer Beschreibung oft kaum möglich. So kommen in der unteren Kreide wie im Unteroligocen dunkle Schiefer, Hornsteine u. s. w. vor. Erstere, und speciell jene von Menczil, weichen von den unteroligocenen Schiefern vor Allem durch ihre grössere Festigkeit und Schwere ab, was jedoch kaum eine genauere Vorstellung von den Unterschieden zwischen den betreffenden Bildungen geben kann, u. s. w.

Erinnern die unteren Kreideschichten von Menczil in ihrer Faciesausbildung mehr wie anderswo an das Unteroligocen, so erscheint es von viel grösserer Wichtigkeit, dass dieselben und insbesondere die fast schwärzlichen Schiefer, viel Aehnlichkeit mit den Wernsdorfer Schichten aufweisen. Es würde dies auch ganz gut mit der in dieser Abhandlung gebrauchten Eintheilung der Kreideformation im Einklange stehen. So lange jedoch aus diesen Schichten keine Petrefacten vorliegen, kann diesbezüglich nichts Bestimmtes gesagt werden.

Zum Menczil zurückkehrend, beobachtet man hierauf etwas tiefer auf der zuletzt erwähnten Südseite grosse abgerundete Blöcke von gelblichgrauen, weniger gut spaltbaren, thonigen Schiefern mit dunklen Flecken auf den Schichtflächen, die auch noch weiter südlich, wo sich der Abhang flacher legt, an einigen Stellen, in Verbindung mit den früher erwähnten, kieselige Sandsteine und Hornsteine führenden Schichten anzutreffen sind, bis schliesslich unvermittelt obercretacische Sandsteine erscheinen, die über Borkutowy Preług ununterbrochen bis Bogdan den langen Rücken zusammensetzen.

Allem Anscheine nach geht auf der Südseite der Menczil-Kuppe ein Längsbruch durch, an welchen die Schichten vertical verschoben und die unteren Kreidegebilde des Menczil in eine von dem oberen Kreidecomplexe orographisch höhere Lage gebracht wurden. Es spricht dafür vor Allem der Umstand, dass die Schichten auf der Südseite des Menczil vom oberen Kreidecomplexe des Borkutowy Preług abfallen. Auch folgt letzterer unvermittelt auf die untercretacischen Schichten, d. i. ohne Dazwischenkunft der oberen Hieroglyphen- und Kwasienka-Schichten, wie dies im Streichen im Bogdan- und andererseits im Howerla-Thale — in welch' letzteres wir uns jetzt begeben — der Fall ist.

Howerla-Thal.

In diesem Thale erreicht man nach etwa einer halben Stunde Weges von der Einmündung bachaufwärts, die nördliche Grenze des obercretacischen Sandsteinzuges, in dessen Liegendem eine schmale Zone von Hieroglyphenschichten zum Vorschein kommt, die am linken Thalgehänge an einer Stelle schwach aufgeschlossen sind und steil nach SW. verflächen. Gleich höher am rechten Ufer bemerkt man hierauf die charakteristischen, von Kwasienka-Schichten gebildeten Schuttgehänge.

Von dem höher am linken Howerla-Ufer einmündenden Seitenbache (in welchem eine starke Sauerquelle zu Tage tritt, während sich eine zweite gegenüber, am rechten Thalgehänge befindet), herrschen thalaufwärts die Lolin-Schichten, die eine kurze Strecke oberhalb der genannten Bachmündung aufgeschlossen sind und mit 15—20° Neigung nach SW., unter die Kwasienka-Schichten, verflächen. Die lichtgrau bis dunkelbraun gefärbten Schiefer erscheinen hier ausnahmsweise fast kieselig entwickelt, sind hart und zerfallen in etwas blättrig-muschlige und scharfkantige Stücke. Die lichter gefärbten führen hie und da Spuren von Sphaerococcites-Exemplaren und zeigen nicht selten dunklere Flecken, was an die Fleckenschiefer von Menczil erinnert. Die festen meist stark verkieselten Sandsteine dieser Schichten, sind wie gewöhnlich von feineren geraden Sprüngen durchzogen, die wieder mit Quarz, aber auch mit Calcit ausgefüllt werden. Ihre natürlichen Verwitterungsflächen zeigen nicht selten gröbere Hieroglyphen, was umso mehr an die unteroligocenen Schieferzonen erinnert, als hier die eigentlichen plattigen Hieroglyphensandsteine fast ganz zurücktreten.

Thalaufwärts, gegen das Liegende, kommen die festen Sandsteine dieser Schichtzone in bis 1 Meter und darüber dicken Bänken vor und sind häufig ganz dunkel gefärbt. Hier beobachtete ich auch Stücke von schwärzlichen breccienartig zerfallenden Hornsteinen.

Es treten uns somit die Lolin-Schichten des Bogdan-Thales im Howerla-Thale, wie auch am Menczil, in einer zum Theil abweichenden Faciesentwicklung entgegen.

Höher im Thale erscheinen untergeordneter auch massige, ziemlich dunkelgrau gefärbte und glimmerreiche Sandsteine, die jenen von Surdok im Theiss-Thale entsprechen und ähnlich wie dort und am Menczil auch hier dem Hangenden der Lolin-Schichten (Liegend des Kwasienka-Horizontes) angehören dürften.

Eine Strecke bachaufwärts, bereits in der Nähe der Klause, begegnet man am linken Howerla-Ufer einem Aufschlusse von südwestlich verflächenden Schichten, deren Schiefer zum Theil wieder deutlich an die festen Thonschiefer des Theiss-Thales u. s. w. erinnern und denen sich auch Bänkchen kalkhältiger, dunkler Strzolkasandsteine einschalten.

Letztere Schichten, die allem Anscheine nach einem tieferen Horizonte der Lolin-Schichten angehören und in ihrer Entwicklung sich wieder mehr den eigentlichen Hieroglyphenschichten nähern, sind auch oberhalb der Klause am linken Howerla-Ufer (nördlicher Hauptarm) aufgeschlossen, woselbst ich auch plattige Sandsteine mit typischen feinen, geschlängelten Hieroglyphen (Hieroglyphensandsteine) beobachtete. Die Schichten fallen dort entgegengesetzt, nämlich nach NO., ein. In ihrem Liegenden folgen im genannten Zweigthale bachaufwärts sehr massige lichtgrau gefärbte Sandsteine, die häufig in mächtigen, mehrere Meter langen Blöcken im Bachbette herumliegen. Sie sind glimmerreich, führen nicht selten kleine, dunkle, thonige Einschlüsse, ausserdem auch Spuren von verkohlten Pflanzenresten und erscheinen häufig von weissen, unregelmässig verlaufenden Calcitadern durchsetzt, trotzdem sie im Allgemeinen einen ziemlich geringen Gehalt an Kalkbindemittel aufweisen. Diese Sandsteine, die theilweise auch grob-

körnig entwickelt sind, erinnern zwar vielfach an die massigen Sandsteine der Kwasienka-Schichten, doch dürften dieselben, als das Liegende der obenerwähnten tieferen Hieroglyphen, auch einem viel tieferen Horizonte angehören. Sie wären am ehesten mit den massigen Quarzsandsteinen aus dem Theiss- und Bogdan-Thale zu parallelisiren.

Ich folgte thalaufwärts bis zu der neuerlichen Gabelung des Baches (817 Meter) und von da, in directer Verlängerung, dem von NW. kommenden Zweigarme weit hinauf. Da der Bach auf dieser ganzen Strecke fast genau dem Streichen der Schichten folgt, die am linken Ufer vorwiegend nach NO. verflächen, so sieht man fortwährend denselben Wechsel: zu unterst die lichten massigen Sandsteine, darüber Hieroglyphenschichten, dann Hieroglyphenschichten mit kieseligen Sandsteinen (Lolin-Schichten). Letztere, in welchen keine Hornsteine mehr auftreten, beherrschen vorwiegend die Gehänge des Thales, wie man sich hievon insbesondere bei einem Anstieg zum Lanczynieski groń überzeugen kann.

Im obersten Theile dieses Zweigthales bieten später die bis an den Bach bewaldeten Ufergehänge keine Aufschlüsse mehr. Ich beobachtete daselbst im Bachgerölle kleine, abgerundete Stücke von rothen und grünen Thonschiefern, Blöcke von Czarna Hora-Sandsteinen u. s. w. Sowohl die einen, wie auch die anderen waren übrigens auch schon viel früher (ähnlich so auch im Streichen im Bogdan-Thale) im Bachbette anzutreffen. Wie wir nun früher im Theiss-Thale bei Swidowec, im Bogdan-Thale u. s. w. gesehen haben, erscheinen stellenweise auch die untercretacischen Thonschiefer roth und grün gefärbt. Andererseits sind wir rothen und grünen Thonschiefern wiederholt schon in der unteroligocenen Schieferzone begegnet und werden wir dieselben noch in einer local sehr typischen Entwicklung im Unteroligocen auf der Nordseite der Czarna Hora antreffen. Es ist hier daher schwer zu entscheiden, welcher Formation diese Schieferstücke im Howerla-Thale entstammen. Das Wahrscheinlichste ist jedoch, dass sie von der unteroligocenen Schieferzone herrühren, die sich auf der Südseite der Czarna Hora vom Lanczynieski groń mit Unterbrechungen nach SO., über Waskul bis in das Czeremosz-Thal hinüberzieht. Von der vorher erwähnten Hauptgabelung des Howerla-Baches oberhalb der Klause wollte ich direct nach NO. zur Turkulska polonina hinaufsteigen, um so die genannte unteroligocene Schieferzone zu verqueren. Leider bin ich nicht mehr dazu gekommen, sowie überhaupt meine Beobachtungen über die Czarna Hora noch manche Lücken aufweisen.

Ueber den Brebenieskul-Rücken bis auf den Grenzkamm der Czarna Hora.

Aus dem Howerla-Thale streicht die untere Kreidezone weiter nach SO. auf den langen Brebenieskul-Rücken, den sie auch zum grossen Theil zusammensetzt. Der genannte Gebirgszug nähert sich schon mehr einem Längsrücken, während dessen Nebenzweige, welche derselbe nach S. gegen das Stohowec-Theiss-Thal absendet, als Querrücken zu betrachten sind. Umgekehrt entspricht der vorher begangene Kamm des Lanczynieski-Menczil-, wie auch des hohen Pietrosz-Szesul-Zuges einem Querrücken, der aus einer Anreihung von Längsrücken, die Nebenzweigen entsprechen, besteht.

Auf dem südwestlichen Gehänge des Brebenieskul erreicht man, von Luhi hinaufsteigend, in kurzer Zeit eine ziemlich schmale Aufbruchszone von untercretacischen, Lolin-artigen Schichten, auf welche höher wieder zum Theil grobkörnige Sandsteine der oberen Kreide folgen, die lange Zeit hinauf, bis zu der Kammhöhe (1223 Meter) herrschen.

Oestlich von der letztgenannten Höhe treten im Liegenden der oberen Sandsteine wieder untercretacische Schichten auf, die jedoch leider längere Zeit nur im Schutte zu finden sind. Man beobachtet hier Thonschiefer, untergeordnet plattige Hieroglyphensandsteine, dann täfelchenförmige feste Sandsteine, die von feinen geraden Sprüngen durchsetzt und wie zerhackt erscheinen (pag. 561 u. f.), ausserdem verbreitet meist stark kieselige Sandsteine, und hie und da massigere Glimmersandsteine. Diese Schichten sind erst weiter östlich, wo der steilere Abhang beginnt, aufgeschlossen, woselbst sie anfangs ziemlich steil nach NO. verflächen. Es schalten sich denselben höher die erwähnten massigen Sandsteine ein, welche jenen von Menczil, Surdok u. s. w. entsprechen.

Die erwähnten Schichten bieten dann weiter östlich am Kamme an vielen Stellen kleinere Aufschlüsse, wobei man ein rasch wechselndes Einfallen nach SW. und NO., bei stellenweise sehr steiler Schichtneigung, beobachtet. In denselben beobachtete ich stellenweise auch dunkle, fast schwärzliche Kiesel- und Hornsteine.

Auf der östlichsten Einsattelung des Kammes, von der man bereits auf die Czarna Hora gelangt, erscheinen plötzlich grobe Czarna Hora-Sandsteine, in deren Liegendem, beim Herabsteigen in nordöstlicher Richtung in das Thal des Brebenieskul-Baches, vorwiegend ganz dunkel gefärbte, relativ weichere Schiefer, kieselige Sandsteine und hie und da auch schwärzliche Hornsteine zum Vorschein kommen. Die letzteren Bildungen zähle ich der unteroligocenen Schieferzone zu, die somit eine grosse Aehnlichkeit mit den kurz vorher besprochenen Schichten der unteren Kreidestufe aufweisen, wie dies übrigens schon wiederholt früher hervorgehoben wurde.

In dem genannten Brebenieskul-Thale herrscht dann bis an den Grenzkamm ausschliesslich der oberoligocene, häufig grobkörnige Czarna Hora-Sandstein. Derselbe bildet an verschiedenen Stellen felsige Gehänge, die insbesondere eine grosse Entwickelung auf der Nord-Ostseite des Gutin Tomnatek 2018 Meter und um den kleinen, Ozero genannten und in einem tiefen Thalkessel gelegenen See (1791 Meter, von welchem der Brebenieskul-Bach seinen Ursprung nimmt) erreichen. Auf der genannten Seite des Tomnatek sieht man die Sandsteinbänke aus einer steilen Neigung nach SW., sich nach oben, gegen die Spitze zu etwas umbiegen und sich hierauf weiter gegen N., ober dem See, flach wellenförmig legen.

Nebenbei sei hier erwähnt, dass im Einklange mit dem geologischen Baue der Czarna Hora-Kette, in welcher ein südwestliches Einfallen der Schichten vorherrscht, ihrer Nord-Ostseite im Allgemeinen eine viel felsigere Beschaffenheit und steilere Gehängeneigung zukommt, als ihrer Süd-Westseite.

Bałcatul-Thal und aus diesem bis auf den Czarna Hora-Kamm.

Wir kehren jetzt zu der unteren Kreidezone zurück, die in ihrem weiteren Verlaufe gegen SO. das Thal des Bałcatul-Baches erreicht.

In diesem Thale treten im Liegenden von obercretacischen Sandsteinen bachaufwärts, wie gewöhnlich, zuerst Hieroglyphenschichten, die im Bachbette selbst aufgeschlossen sind, dann im Liegenden letzterer Kwasienka-Schichten, die hie und da charakteristische Schuttbildungen auf den Gehängen veranlassen und höher, am rechten Ufer (gegenüber der Einmündung des ersten grösseren, von O. kommenden Nebenbaches) auch im Schichtverbande anzutreffen sind und daselbst durch ihre gestörte Lage auffallen.

An letzterer Stelle zeigen jedoch die dünneren und festeren Sandsteinbänke (Strzolka) eine deutliche Neigung zum Zerfallen in prismatische oder parallelepipedische Stücke, wie dies sonst nur bei den Sandsteinen der tieferen Lolin-Schichten beobachtet wurde. Ueberhaupt weist die untere Kreide im Bałcatul-Thale (ähnlich so auch in der Fortsetzung des Streichens gegen das Czeremosz-Thal) auch noch manche andere locale Abweichungen, wodurch sich dieselbe, wie wir dies gleich sehen werden, z. Th. wieder der Faciesentwickelung der südlichen Kreidezone *(a)* nähert, z. Th. aber Faciesschwankungen umfasst, die kaum näher fixirt werden könnten.

Im Liegenden letzterer Bildungen folgen thalaufwärts wieder typische Hieroglyphenschichten, die hie und da am rechten Ufergehänge kleine Aufschlüsse bieten und im Allgemeinen nach SW. verflächen. In denselben fanden sich seltene, jedoch charakteristische, fein geschlängelte Hieroglyphen vor; auch traf ich an einigen Stellen Stücke von festen, plattigen und dunkel gefärbten Mergelkalken an, wie solche eben im südlichen Kreidegebiete in der Zone der Kalkeinlagerungen (β) vorkommen. Diese Schichten wechseln ausserdem mit Strzolkasandsteinen ab, aus denen sich nach unten allmälig ein massiger, dunkel graubläulicher, fester Sandstein entwickelt, der häufig von Calcitadern durchsetzt erscheint und in mächtigen Blöcken im Bachbette herumliegt.

Eine Strecke thalaufwärts erscheinen die Schichten an einer Stelle sehr steil, fast senkrecht aufgerichtet, nehmen jedoch bald höher wieder ein sanfteres südwestliches Verflächen an, wie man dies am rechten Ufergehänge (dem ich bis zur Klause folgte) beobachtet.

Höher im Thale, unterhalb der Klause, gehen die typischen Hieroglyphenschichten nach unten allmälig in Lolin-artige Schichten über. Letztere bestehen aus dunklen, vorwiegend flachmuschlig brechenden Schiefern und meist kieseligen, von geraden Sprüngen durchsetzten und prismatisch zerfallenden Sandsteinen, die gröbere Hieroglyphen führen. Diesem Complexe schalten sich ausserdem dunkle, täfelchenförmige, von geraden Sprüngen durchsetzte Sandsteine ein; auch beobachtete ich hier Stückchen von Hornsteinen u. s. w.

Im Liegenden treten bachaufwärts, ähnlich wie vorher, massige dunkle Sandsteine auf.

Wir sehen somit, dass die tieferen Kreideschichten im Bałcatul-Thale quer auf das Streichen einer ziemlich bedeutenden Faciesänderung unterliegen, indem der vorher verquerte Hieroglyphencomplex sich in

seiner Ausbildung mehr der südlichen Kreidezone nähert, dieser dagegen mehr weniger den Lolin-Schichten entspricht. Aehnliches wurde übrigens in dieser (nördlichen) Kreidezone auch schon früher, so z. B. im Thale der Schwarzen Theiss, von Borkut flussaufwärts, beobachtet.

Der scheinbare Widerspruch, der darin besteht, dass wir vorher im oberen Howerla-Thale Hieroglyphenschichten im Liegenden von Lolin-Schichten angetroffen haben (pag. 565), während hier das Entgegengesetzte eintritt, löst sich von selbst, wenn wir uns dessen erinnern, was anfangs gesagt wurde, dass nämlich die Hieroglyphenschichten in mehreren Horizonten erscheinen. Ebenso dürften auch die Lolin-Schichten, die nur einer stärkeren oder geringeren Verkieselung der Kreidegebilde entsprechen, wahrscheinlich nicht an ein einziges Niveau gebunden sein.

Oberhalb der Bałcatul-Klause halten die früheren untercretacischen Schichten noch längere Zeit in dem von O., vom Pop Iwan kommenden Zweigthale des Bałcatul bachaufwärts an, woselbst stellenweise auch die für die untere Kreide typischen dunklen festen Thonschiefer beobachtet wurden. Erst eine Strecke höher erreicht man in dem genannten Zweigthale eine Zone von unteroligocenen, lichten mergeligen Schiefern, mit feinen und stark verzweigten Fucoiden *(Chondrites intricatus?)*, die mit kieseligen Sandsteinbänken abwechseln und über welch' letzterer, von der Waldgrenze an hinauf, grobe Czarna Hora-Sandsteine folgen, die bis auf den Grenzkamm reichen.

Vom Waskul auf den Pop Iwan und dann nach S. zum Poliwny.

Die oben erwähnte unteroligocene Schieferzone streicht aus dem Bałcatul-Thale nach SO. und bietet am Waskul-Berge, über welchen die Landesgrenze zwischen Ungarn und Galizien läuft, einige Aufschlüsse (vgl. Taf. VII, Fig. 6). Man sieht daselbst theils licht gefärbte merglige, theils festere, graue oder grünliche Schiefer mit feineren, vielfach verzweigten Fucoiden, im Wechsel mit kieseligen Sandsteinen. Die Schichten fallen auf der Nord-Westseite des Waskul steil nach NO., dann, weiter nördlich von der Kuppe, nach SW., hierauf wieder nach NO. ein. Ihnen schalten sich in hangenderen Lagen graue glimmerreiche Sandsteine ein, die mitunter ganz dünnplattig entwickelt sind und hie und da manchmal auffallend feine Hieroglyphenzeichnungen führen.

Ueber dieser Schieferzone folgen am Pop Iwan 2026 Meter (auf der Karte irrthümlich als Czarna Hora benannt) mit nordöstlichen Einfallen die groben Czarna Hora-Sandsteine bis feinere Conglomerate, die vorwiegend aus Quarzgeschieben bestehen, zahlreiche Glimmerblättchen führen, einen sehr geringen Gehalt an Kalkbindemittel aufweisen und, wie gewöhnlich, häufig kleinere Einschlüsse von grauen, grünlichen oder dunkel gefärbten thonigen Substanzen enthalten. Die Sandsteine (Conglomerate) bedecken oft mit mächtigen, mehrere Meter an Länge betragenden Blöcken die Gehänge.

Die genannten Conglomeratbildungen erreichen eine grössere Verbreitung im südöstlichen Streichen von Pop Iwan, so vor Allem auf der Südseite des Szuryn-Berges 1773 Meter. (Auf der Karte steht hier Hala Gropa verzeichnet.)

Auf dem Wege vom Pop Iwan direct nach S. sieht man längere Zeit überall die groben Czarna Hora-Sandsteine. Erst weiter südlich treten am Poliwny feinkörnigere Sandsteine auf, die ich mit aller Wahrscheinlichkeit der oberen Kreide zuzähle, so dass hier oberoligocene und obercretacische Sandsteine an einander grenzen.

Die untercretacische Zone dagegen, welche wir vorher im Balcatul-Thale verquerten, streicht aus dem letzteren nach SO. über die Landesgrenze (südlich von Waskul) nach Galizien hinüber, keilt dann im Regieski-Thale aus, um bald wieder im unteren Szybeny-Thale zu erscheinen und schliesslich den Czeremosz zu erreichen.

Czeremosz-Thal von Zeleny flussaufwärts bis Szybeny.

Es soll jetzt des schönen Profiles im Czeremosz-Thale, auf der Strecke von Szybeny bis zum Dorfe Zeleny, in Kürze gedacht werden, das bereits von Paul und Tietze in den Studien (pag. 103 u. f.) beschrieben wurde. Um mich auf diese Beschreibung an den betreffenden Stellen berufen zu können, werden wir diesem Profile ebenfalls von N. nach S., d. i. von Zeleny flussaufwärts folgen.

Unterhalb von Zeleny stehen an der Skoruszny-Mündung dickbankige, lichtgraue glimmerreiche Sandsteine an, die noch eine Strecke flussaufwärts am linken Thalgehänge des Czeremosz anhalten und constant nach SW., mit beiläufig 40° Neigung verflächen. Ueber ihnen folgen in Zeleny, gleich unterhalb der Kirche am linken Steilufer des Czeremosz aufgeschlossen, in concordanter Lage strzolkaartige Schichten. (Aehnlich so auch im Streichen von hier im Skoruszny-Thale.)

Letztere bestehen aus einem Wechsel von Schiefer und kalkhältigen glimmerreichen, von Calcitadern vielfach durchzogenen Sandsteinen, die in den dünner geschichteten Lagen etwas krummschalig sind und auf den Verwitterungsflächen häufige Hieroglyphen führen. Die Hieroglyphen sind von feiner, vorwiegend jedoch gröberer Zeichnung und annähernd rauher Beschaffenheit, und sind dieselben bei einer näheren Betrachtung leicht von den untercretacischen zu unterscheiden. Die Schiefer sind merglig entwickelt, lichtgrau bis etwas gelbbräunlich gefärbt und enthalten feinere und vielfach verzweigte Fucoiden (Formen des *Chondrites intricatus?*). Es erscheinen auch festere, anscheinend eisenhältige Bänkchen von Mergelbildungen, in denen sich Calcit hie und da in dickeren Adern ausscheidet. Sandige Schiefer mit gröberen verkohlten Pflanzenresten kommen hier ebenfalls vor.

Wiederkehrend treten in diesem Complexe ausserdem noch einzelne Bänke von massigen, mürben Sandsteinen auf. Diese sind lichtgrau und etwas bläulich oder grünlich gefärbt, glimmerreich, und stehen durch Uebergänge mit den oben genannten strzolkaartigen Sandsteinen in Verknüpfung. An und für sich erinnern dieselben an die oberoligocenen Sandsteine des südlichen Flyschgebietes (Borsa-Sandsteine), aber auch an die massigen Sandsteine der untercretacischen Kwasienka-Schichten, mit welch' letzteren eben der in Rede stehende Schichtcomplex manche Aehnlichkeit aufweist.

Diesen Schichten sind wir nun bereits vorher im nordwestlichen Streichen, in der Umgebung von Körösmező, begegnet und wurde damals auf ihre Aehnlichkeit mit den Kwasienka-Schichten, respective die

bestehenden Unterschiede hingewiesen. Da über denselben hier, gleich thalaufwärts, unmittelbar und concordant eine typische unteroligocene Schieferzone folgt und wir andererseits vorher in der südlichen Sandsteinmulde des Gebietes im unmittelbaren Liegenden von Smilno-Schiefern ebenfalls ganz ähnliche strzolkaartige Schichten beobachtet haben, so glaube ich mit voller Wahrscheinlichkeit annehmen zu dürfen, dass die fraglichen Schichten von Zełeny, ähnlich wie jene von Körösmező, dem Tertiär angehören.

Diese Schichten gehen hier ausserdem (wie man dies an dem vorher erwähnten Steilufer des Czeremosz deutlich beobachten kann) gegen das Hangende, flussaufwärts, ganz unmerklich in die unteroligocene Schieferzone über — sowie auch die strzolkaartigen Schichten von Körösmező gegen NO. ganz allmälig in die, von Paul und Tietze in den Studien dem Unteroligocen zugerechnete Schieferzone vom Tartarenpass, überzugehen scheinen. Einer ähnlichen Erscheinung sind wir bereits in der südlichen Flyschmulde begegnet, wo die Grenze zwischen Eocen und Unteroligocen wiederholt als undeutlich in der Natur ausgeprägt, bezeichnet wurde. Ja wir haben daselbst strzolkaartige Schichten auch mitten im Unteroligocen beobachtet und erstere mitunter als ausschliessliche Vertreter des letzteren angenommen. Auch in der nördlichen Sandsteinzone, so im Laszczyna-Thale, trat uns der unteroligocene Schiefercomplex in z. Th. strzolkaartiger Entwicklung entgegen. Trotzdem glaube ich, ähnlich wie dies in der südlichen Sandsteinmulde geschah, die Schichten von Zełeny von der eigentlichen unteroligocenen Schieferzone trennen zu dürfen. Bei der geringen Mächtigkeit der Zełeny-Schichten bleibt es immerhin fraglich, ob dieselben bereits dem Eocen angehören, oder noch die Basis des Oligocens bezeichnen und erst den liegenden massigen Sandsteinen von der Skoruszny-Mündung ein eocenes Alter und eine ähnliche Stellung zuzuschreiben wäre, wie etwa den massigen Birtiu- und Scerisiora-Sandsteinen in der südlichen Sandsteinmulde. Es wurden übrigens die erwähnten, von Zełeny thalabwärts folgenden Bildungen, ähnlich wie auch jene von Körösmező, auf der Karte nicht mehr eingezeichnet.

In den Studien (l. c. pag. 103 und 104) wurden nun die strzolkaartigen Schichten von Zełeny als Ropianka-Schichten (untere Kreide), die massigen Sandsteine von der Skoruszny-Mündung dagegen als obere Kreide bezeichnet, indem hier eine schiefe Mulde angenommen wurde. Dieser Deutung kann ich mich jedoch nach dem oben Dargelegten nicht anschliessen. Nach den in den Neuen Studien entwickelten Ansichten, in welchen wiederholt betont wird, dass auch im Eocen kalkhältige und sehr an untercretacische Bildungen erinnernde Schichten vorkommen können, kann jedoch die obige abweichende Deutung der in Rede stehenden Schichten ganz gut mit dem den Neuen Studien zu Grunde gelegten Gedanken in Einklang gebracht werden. Zur Zeit übrigens, als die ersten Studien verfasst wurden, befand sich die Geologie des fossilleeren Flyschgebietes der Karpathen so recht eigentlich erst im Stadium des Entstehens und konnte den, um ihre Begründung so hoch verdienten Forschern umso leichter ein Irrthum begegnen, als dieselben das Czeremosz-Thal doch schliesslich nur in einer flüchtigen Excursion berühren konnten.

In Folge dessen haben die anderen Abtheilungen des in den Studien beschriebenen Profiles auch weiter thalaufwärts bis Szybeny eine andere Deutung erfahren

Auf die strzolkaartigen Schichten von Zeleny, die, abgesehen von einigen schwachen Biegungen, gleichmässig nach SW. verflächen, folgt thalaufwärts unmittelbar, wie schon erwähnt, eine mächtige Schieferzone, die nach unten allmälig in die ersteren übergeht. Es sind dies meist graue bis dunkelgrau und mitunter auch grünlich gefärbte, häufig bräunlich verwitternde mergelige Schiefer, die nicht selten feinere vielfach verzweigte Fucoiden führen und mit Bänken von festen dunklen Sandsteinen, die in kantige Stücke zerfallen, wechseln. Letztere sind zum Theil sehr kalkhältig, erscheinen von geraden feineren Calcitadern durchsetzt (strzolkaartig) und führen hie und da ziemlich feine Hieroglyphen; zum Theil aber sind es kieselige Sandsteine, die, wenn auch seltener, ebenfalls hie und da Hieroglyphen, resp. meist gröbere, warzenförmige Protuberanzen zeigen. Zwischen den kalkhältigen und ganz kieseligen Sandsteinen mit glasigen Bruchflächen, existiren zahlreiche Uebergangsformen. Die kieseligen Sandsteine wiegen mehr in hangenderen Lagen der Schieferzone vor.

Diese Schieferzone beherrscht flussaufwärts eine lange Zeit die Thalgehänge und bietet an mehreren Stellen schöne Aufschlüsse. Das Verflächen der Schichten ist constant nach SW., abgesehen von secundären Biegungen, durch welche die Schichten stellenweise zusammengefaltet wurden. In letzterer Beziehung bietet das rechte Steilufer des Czeremosz, kurz unterhalb der Einmündung des Ludowec-Baches, ein gutes Beispiel, wo die Schichten in mehrere, zum Theil gestörte Wellen verbogen erscheinen. An letzterer Stelle treten auch die Schieferbildungen sehr in den Vordergrund und erinnerte mich der Anblick dieses Aufschlusses lebhaft an die Menilitschieferzone bei Tartarów am Pruth (Studien, pag. 83), die ich gelegentlich früher einmal, auf einer botanischen Reise in die Czarna Hora, beobachtet hatte.

Auf der genannten Strecke bis Ludowec machen sich im Liegenden der Schieferzone noch an einigen Stellen, an der Thalsohle selbst, die hieroglyphenreichen, strzolkaartigen Schichten von Zeleny bemerkbar, die, ähnlich wie dort, auch hier überall in naher Verknüpfung mit der Schieferzone stehen.

Oberhalb von Ludowec streicht die Schieferzone mitten durch das Flussbett des Czeremosz hindurch. Während daselbst der Fluss die Schieferlagen theilweise schon entfernt hatte, sind die festen, 30 bis 65 Centimeter dicken Sandsteinbänke gleich Schwellen zurückgeblieben.

Vor Jawornik treten im Hangenden der Schieferzone grobe Czarna Hora-Sandsteine auf, die an der Thalsohle selbst nur eine kurze Strecke anhalten, im Streichen jedoch am Skoruszny-Berge eine grössere Verbreitung finden und im Ganzen schollenartig über der Schieferzone lagern. Im Liegenden dieser Sandsteine kommen flussaufwärts wieder die früheren Schieferbildungen zum Vorschein, welche anfangs, gegenüber der Studenik-Mündung, steil, dann vor Jawornik an der Einmündung des Podorowaty-Baches mit 30 bis 40° Neigung nach NO. verflächen. Aehnlich wie früher bei Ludowec, streicht auch hier die Schieferzone durch das Flussbett des Czeremosz und ist dies auch höher, oberhalb

von Jawornik u. s. w. noch an einigen Stellen zu beobachten. Gleich unterhalb der erwähnten Podorowaty-Mündung bemerkt man in den Schieferlagen 15 bis 30 Centimeter dicke Bänkchen von festen bräunlich verwitternden, allem Anscheine nach eisenhältigen Mergeln.

Im nordwestlichen Streichen von der Podorowaty-Mündung erreicht die Schieferzone auch den Sattelkamm zwischen Skoruszny und Stajki, woselbst über derselben gegen NO. und SW., die genannten Berge zusammensetzend, grobe, oberoligocene Sandsteine folgen (Fig. 6). Es herrscht auf diesem Sattel in der Schieferzone vorwiegend ein feinerer Schutt von kieseligen, dunkel, hie und da jedoch auch weisslich (zuckerartig) gefärbten Sandsteinen vor; auch fanden sich dort Stücke von schwärzlichen echten Hornsteinen mit muscheligen Bruchflächen vor.

Während diese Schieferzone einem Aufbruche in dem oberoligocenen Sandsteincomplexe entspricht, streicht jene, die wir kurz vorher zwischen Zełeny und Jawornik verquerten, aus dem Czeremosz-Thale ununterbrochen nach NW., längs dem nördlichen Rande der Czarna Hora-Kette fort und bildet eine Reihe von mittelhohen kegelförmigen und bewaldeten Gipfeln, die mit den die Schieferzone am Skoruszny, an der Mariszewska und Kozmieska belastenden Sandsteinschollen des oberen Oligocens, sozusagen ein niedrigeres und der eigentlichen Czarna Hora-Kette im NO. vorlagerndes Vorgebirge zusammensetzen. Wo sich in der Schieferzone waldlose Gehänge vorfinden, werden dieselben fast stets mit einem feineren Schutte von dunklen kieseligen Sandsteinen bedeckt, der leicht abrutscht und ein wasserloses Terrain bedingt.

Zum Czeremosz-Thale zurückkehrend, sieht man dann in Jawornik kurz unterhalb des Jägerhauses, 837 Meter, auf der linken Thalseite einen kleineren Aufschluss von massigen, glimmerigen Sandsteinen mit dünneren strzolkaartigen Sandsteinbänken. Dieselben dürften einem Aufbruche von Zełeny-Schichten entsprechen, indem über denselben gleich flussaufwärts die frühere Schieferzone mit südwestlichem Verflächen folgt.

In letzterer Schieferzone wurden hier auch dunkle feinglimmerige Sandsteinlagen und andererseits einzelne Bänkchen von schwärzlichen Hornsteinen beobachtet. Nebenbei erwähnt, unterscheiden sich die im Allgemeinen nur spärlich in der Schieferzone auftretenden Hornsteine von jenen der unteren Kreide nur insoferne, als erstere mit muscheligen Flächen brechen und beim Zerschlagen nicht breccienartig zerfallen, wie letztere.

Etwas höher flussaufwärts sind die Schichten der Schieferzone im Flussbette sehr steil und fast senkrecht aufgerichtet, legen sich jedoch bald höher wieder flacher. Leider bieten dann die Thalgehänge flussaufwärts bis Szybeny keine Aufschlüsse.

Kurz vor Erreichung des 48. Grades nördlicher Breite beobachtete ich jedoch am linken Thalgehänge, Schuttbildungen von kieseligen und etwas grünlichen Sandsteinen mit knopfförmigen Hieroglyphen, ferner Sandsteine mit verkohlten Pflanzenresten, bläuliche strzolkaartige Sandsteine, ausserdem röthliche Schiefer. Wie wir nun später sehen werden, treten in der unteroligocenen Schieferzone rothe (und grüne) Thonschiefer stellenweise sehr dominirend auf und wurden ähnliche Vorkommen bereits früher auf der Südseite der Czarna Hora und bei der Kozmieska-Klause (pag. 558) im Unteroligocen beobachtet. (Schuttbildungen von

rothen Schiefern habe ich in der Schieferzone auch beim Herabsteigen vom Skoruszny-Gipfel gegen den Skoruszny-Bach angetroffen.) Andererseits sind auch die grünlich gefärbten und kieseligen Hieroglyphensandsteine eine in der unteroligocenen Schieferzone nicht selten anzutreffende Sandsteinvarietät. Da hier auch gleich flussaufwärts die gewöhnlichen Schieferbildungen folgen, so ist es bei dem Mangel an Aufschlüssen schwer zu entscheiden, ob man es da nur mit einer localen Faciesbildung der Schieferzone, oder eventuell mit einem kleinen Aufbruche von Zełeny-Schichten zu thun hat.

Höher, über dem 48. Breitengrade, treten am linken Thalgehänge grobe Czarna Hora-Sandsteine auf, in deren Liegendem thalaufwärts wieder die frühere Schieferzone zum Vorschein kommt. Letztere streicht von hier nach NW., woselbst sie auf der linken Thalseite des Szybeny-Baches (oberhalb der Thalsohle), wie auch im Seitenthale des Pohorylec charakteristische, dunkle und trockene Schuttgehänge bildet. Noch weiter in diesem Streichen tritt die Schieferzone hoch oben, am Sattel zwischen dem Smotrec und Pop Iwan, in Form einer schmalen und sehr steilen Aufbruchswelle auf (Taf. VII, Fig. 6). Auf diesem Sattel beobachtete ich auch weissliche zuckerartige, kieselige Sandsteine.

In der Thalsohle des Czeremosz selbst bieten dagegen die zunächst der Thalsohle gelegenen Gehänge bis zur Szybeny-Mündung keine Aufschlüsse von im Verbande anstehenden Schichten. Hie und da nur beobachtete ich kleinere Schuttbildungen von mergligen, feine und vielfach verzweigte Fucoiden führenden Schiefern, von rothen Thonschiefern, ausserdem feinglimmerige, strzolkaartige Sandsteine — mit einem Worte Bildungen, wie solche im unteren Oligocen, resp. an dessen Basis vorkommen.

Es beherrscht darnach das Czeremosz-Thal auf der Strecke von Zełeny bis Szybeny fast ausschliesslich die unteroligocene Schieferzone, die, im Ganzen betrachtet, einige grosse Wellen bildet, deren Mulden durch Czarna Hora-Sandsteine ausgefüllt werden (Taf. VII, Fig. 6). Nach den Verhältnissen zu schliessen, die wir vorher im Laszczyna-Thale, d. i. am Westflügel der Czarna Hora, beobachteten und woselbst wir zuerst diese unteroligocene Zone verquert haben, gewinnen in derselben im Streichen gegen SO. (dem Czeremosz-Thale zu) kieselige Sandsteine eine immer grössere Verbreitung. Auch nimmt im Allgemeinen von NW. gegen SO. die Schieferzone, wie auch der Hangendcomplex der Czarna Hora-Sandsteine, an Mächtigkeit zu.

Von der Szybeny-Mündung flussaufwärts treten hierauf im Czeremosz-Thale untercretacische Schichten auf. Dieselben stehen gleich anfangs am linken Czeremosz-Ufer an und fallen mit 45° Neigung nach NO., somit unter das Oligocen der Czarna Hora ein (vergl. auch Taf. VII, Fig. 6). Man sieht hier dünnschichtige Lagen, die aus Thonschiefern, sandigen Schiefern mit verkohlten Pflanzenresten und dunkelgraubläulichen, feinglimmerigen, plattigen Sandsteinen, selten mit jedoch typischen Hieroglyphen (Hieroglyphensandsteine, vergl. pag. 515) bestehen und mit Bänken von festen Sandsteinen wechseln. Letztere sind zum Theil dunkelgraubläulich gefärbt, verwittern bräunlich und entsprechen den Strzolkasandsteinen der südlichen Kreidezone *(a)*; vorwiegend sind es jedoch stark verkieselte, in der Regel graugrünlich gefärbte und von

geraden Sprüngen zerklüftete Sandsteine, deren Klüfte hier aller Wahrscheinlichkeit nach vorwiegend mit Calcit ausgefüllt werden. Auf ihren Verwitterungsflächen bemerkt man hie und da gröbere wulstförmige, aber auch feinere wurm- oder warzenförmige Hieroglyphen.

Diese Schichten entsprechen somit mehr weniger der Faciesentwicklung der früher beschriebenen Lolin-Schichten, welche in vielen Beziehungen, wie dies schon des öfteren betont wurde, an die unteroligocene Schieferzone erinnern. Streng genommen sind es hier auch nur die dunklen plattigen Hieroglyphensandsteine und festen Thonschiefer, die dem Oligocen stets gänzlich fehlen, und eine halbwegs sicherere Unterscheidung der in Rede stehenden Schichten von jener des unteren Oligocens ermöglichen. Wie dies jedoch bei den Lolin-Schichten stets der Fall ist, kommen auch hier die eigentlichen Hieroglyphensandsteine ganz untergeordnet vor; auch erstreckt sich hier die Verkieselung zum Theil auf letztere selbst, indem man da etwas verkieselte plattige Hieroglyphensandsteine antrifft. Sehr befremdend wirkt hier anfangs der Anblick der Gehänge unmittelbar über dem in Rede stehenden Aufschlusse, indem dieselben mit einem feineren Schutte von meist kieseligen Sandsteinen bedeckt sind, wie solche Schuttgehänge sonst so recht dem unteroligocenen Gebiete eigen sind.

Flussaufwärts folgen dann gegen das Liegende Hieroglyphenschichten, die fast genau dem Typus jener der südlichen Kreidezone *(a)* entsprechen. Sie bilden eine Reihe von kleineren Aufschlüssen am linken Czeremosz-Ufer und verflächen nach NO. Hierauf treten flussaufwärts (am linken Ufergehänge) wieder theilweise verkieselte Schichten auf, die eine eigenthümliche Verknüpfung von verschiedenen Gesteinsvarietäten darstellen, leider jedoch nur im Schutte zu finden sind. Ausser den vorher an der Szybeny-Mündung angetroffenen Bildungen erscheinen hier nämlich auch grünlich und mehr lichtbläulich gefärbte (kalkhältige) Strzolka-Sandsteine, dann ähnlich gefärbte, jedoch massigere, zum Theil etwas mürbe Sandsteine u. s. w. Man hat es da mit einer Schichtzone zu thun, die sozusagen die Mitte zwischen den früher beobachteten Gebilden und den gleich anzutreffenden Kwasienka-Schichten hält.

Eine kurze Strecke flussaufwärts, wo ein kleiner Seitenbach das linke Czeremosz-Ufer erreicht, kommen abermals typischere Hieroglyphenschichten zum Vorschein, die steil aufgerichtet sind und mit dickeren Sandsteinbänken wechseln. Es schalten sich ihnen auch Bänkchen von dunklen, festen und gelblich verwitternden Mergelkalken ein, die ganz den betreffenden Kalkeinlagerungen in der südlichen Kreidezone entsprechen (vergl. pag. 567 u. f.). Letztere erscheinen hier jedoch stellenweise roth gefärbt, verkieselt, und in Klüften mit Calcit ausgefüllt, wodurch sie, nebenbei erwähnt, etwas an die jaspisartigen Quarzite der Trias erinnern.

Eine kurze Strecke thalaufwärts sind fast keine Aufschlüsse zu sehen, bis schliesslich Kwasienka-Schichten auftreten, auf welche dünnere Lagen und auf diese massige Sandsteine der oberen Kreidestufe folgen, welch' letztere fast senkrecht aufgerichtet sind, nach oben sich jedoch etwas nach N. umbiegen und somit im Ganzen sehr steil nach SW. einfallen.

Die massigen, zum Theil mürben Sandsteine der erwähnten Kwasienka-Schichten erscheinen stellenweise auch grünlich bis ziemlich dunkelgrünlich gefärbt. Auf Querflächen sind sie hie und da etwas verkieselt und mitunter mit feinen glitzernden Quarzkryställchen bedeckt, sowie auch schon anderwärts so im Thale der Schwarzen Theiss eine theilweise Verkieselung der Sandsteinbildungen der Kwasienka-Schichten beobachtet wurde. Auf den Verwitterungsflächen der dünneren Sandsteinbänke sind hier ziemlich häufig deutliche und meist dickere Hieroglyphen anzutreffen.

Der obercretacische Sandstein aber, welcher dann flussaufwärts lange Zeit das Czeremosz-Thal beherrscht und über den bereits früher des Näheren erwähnt wurde, ist schon von Paul und Tietze (Studien, pag. 104) der Kreide zugezählt worden.

Szybeny-Regieski-Thal.

Aus dem Czeremosz-Thale streicht die untere Kreidezone gegen NW. und bietet im Szybeny-Thale, gleich unterhalb der Klause, wo sich das Thal schluchtartig verengt, grössere Aufschlüsse. Ausser Kwasienka-Bildungen sieht man daselbst auch typisch entwickelte Hieroglyphenschichten, deren Schiefer z. Th. als die bekannten dunklen, feinglimmerigen und festen Thonschiefer entwickelt, z. Th. auch grünlich gefärbt sind; ausserdem massige, dunkel graubläuliche, ferner grün gefärbte und z. Th. grobkörnige Sandsteine. Die Kreideschichten zeigen bedeutende Störungen und fallen im Allgemeinen steil nach SW. bis S., unter die oberen Kreidesandsteine des Munczelik-Rückens ein.

Die untere Kreidezone keilt weiter gegen W. aus, um wieder im oberen, Regieski genannten Thale des Szybeny-Baches, aufzubrechen und von dort ununterbrochen gegen NW. fortzusetzen. In dem Regieski-Thale fand sich in der unteren Kreidezone, gleich oberhalb der höchsten Gabelung des Baches, und zwar in dem direct von NW. kommenden Zweigthale, die charakteristische Kalkbreccie von Swidowec vor, welcher bezüglich der Horizontirung ein hoher Werth zukommt.

Längs dem Smotrecki- (Minczolek)-Bache, bis auf den Kamm der Czarna Hora.

Am Schlusse der Betrachtungen über das nördliche Flyschgebiet folgt noch eine Zusammenstellung der Resultate einer Excursion, die ich aus dem Thale der Dzembronia (welche in den Czeremosz zwischen Zeleny und Zabie mündet) längs dem Smotrecki potok (recte Minczolek) genannten Seitenbache der Dzembronia, auf den Smotrec 1901 Meter und von da auf den Grenzkamm der Czarna Hora unternahm.

In dem erwähnten Seitenthale, das sich fast direct nach S. zum Smotrec hinaufzieht, bewegt man sich bis in die Nähe der Waldgrenze in der unteroligocenen Schieferzone. Letztere zeigt anfangs meist steile Schichtstellung und wechselndes Einfallen nach SW. und NO. Erst höher, wo sich das Thal schluchtartig verengt, verflächen die Schichten constant nach SW., mit vorwiegend 45° bis 50° Neigung.

Man beobachtet hier dunkelbraun oder auch lichter, stellenweise etwas grünlich oder röthlich gefärbte, flachmuschelig brechende Mergelschiefer im Wechsel mit bis 0·7 Meter dicken Bänken von kieseligen

Sandsteinen, die manchmal gröbere Hieroglyphen führen. Auf festeren thonigen Schiefern fanden sich hie und da feine, vielfach verzweigte Fucoiden *(Chondrites intricatus?)* und in sandigen Schiefern verkohlte Pflanzenreste vor. Bachaufwärts gewinnen grüne und rothe Thonschiefer auf Kosten der kieseligen Sandsteine immer mehr die Oberhand und es tritt dann auch in einem bestimmten Horizonte eine mehrere Decimeter mächtige Zone auf, die ausschliesslich aus roth und grün gefärbten Thonschiefern besteht. Ueber dieser Schieferzone folgt wieder ein Wechsel von dünkleren, mergligen Schiefern mit kieseligen Sandsteinen. Letztere gehen in einzelnen Lagen allmälig in grobkörnige, sehr fest cementirte dunkle Sandsteine über, die in bis 1 Meter dicken Bänken erscheinen und mit dünneren Schieferlagen wechseln.

Gegen die Waldgrenze zu folgen, stets in concordanter Lage und mit südwestlichem Verflächen, dickbankige, vorwiegend grobkörnige Sandsteine, die z. Th. den zuletzt erwähnten entsprechen, z. Th. dagegen lichtgrau gefärbt und verhältnissmässig mürbe sind, zahlreiche gröbere Glimmerblättchen führen und immer sich mehr dem Typus der Czarna Hora-Sandsteine nähern. Diese dicken Sandsteinbänke wechseln mit dünneren Lagen ab, die wieder theils aus den früheren kieseligen Sandsteinen mit glasigen Bruchflächen, theils dagegen aus grauen, glimmerreichen und mehr weniger platten- oder täfelchenförmig zerfallenden Sandsteinen, die hie und da rauhe Hieroglyphen führen (pag. 559) bestehen und denen sich auch untergeordnet meist sandige Schiefer mit verkohlten Pflanzenresten zugesellen.

Dieser Schichtwechsel tritt bachaufwärts noch wiederholt ein, bis schliesslich echte Czarna Hora-Sandsteine erscheinen, die bis auf die höchsten Kämme ununterbrochen reichen.

Die Czarna Hora-Sandsteine sind hier fast stets grobkörnig entwickelt und übergehen häufig in mittelfeinkörnige Conglomerate, die sich vorwiegend aus abgerundeten Quarzbrocken, gröberen Glimmerschuppen und ausserdem aus meist zahlreichen Einschlüssen von thonigen, mitunter auch bituminösen dunklen Substanzen zusammensetzen und mit Säuren betupft gar nicht brausen. Es wiegen überhaupt im östlichen Theile der Czarna Hora grobkörnige Sandsteine und Conglomerate vor, während im westlichen Theile, d. i. gegen die Howerla zu, mittelkörnige Sandsteine weit vorherrschend sind.

Vom Smotrec gelangte ich über den Sattel, auf welchem, wie schon früher erwähnt, die unteroligocene Schieferzone in einer steilen Antiklinale aufbricht, auf den Grenzkamm der Czarna Hora.

Diesen beherrscht vom Pop Iwan bis in die Nähe des Turkul, 1935 Meter (in der Mitte der Czarna Hora-Kette), der oberoligocene Sandstein, während an letzterer Stelle, im O. von Turkul, die Schieferzone, und zwar am Grenzkamme selbst, zum Vorschein kommt. Dieselbe entspricht, ähnlich wie auf der Südseite des Smotrec, auch hier einer Aufbruchswelle und bietet das Profil der Czarna Hora, vom Turkul nach NO., folgenden Gebirgsbau.

Die Kuppe des genannten Turkul nehmen Czarna Hora-Sandsteine ein, die, ähnlich wie am Gutin Tomnatek (pag. 566), hier jedoch flacher nach SW. einfallen. In ihrem Liegenden tritt am Grenzkamme die erwähnte unteroligocene Schieferzone auf, von welcher nördlich wieder

die früheren Sandsteine herrschen. Letztere fallen sehr steil nach SW. unter die Schieferzone ein und bilden daher scheinbar ihr Liegendes. Das steile Einfallen dieser Sandsteinbänke sieht man sehr deutlich an den eigenthümlichen, vom Volke mit dem zutreffenden Namen Kozły (Böcke) belegten Felsbildungen, welche sich in dem grossen Thalkessel im N. von Turkuł, in dem die Hauptquellen des Pruth-Flusses liegen, befinden. [1])

Diese Kozły entsprechen nun zwei schmalen und steilwandigen, parallel mit einander verlaufenden Kämmen, die sich über den flachen Thalboden des Kessels und senkrecht auf das Gebirgsstreichen erheben. Dieselben sind Denudationsreste, die etwa mit Erdhaufen zu vergleichen wären, welche von Arbeitern beim Ausheben eines tiefen Grabens zurückgelassen werden, um das frühere Erdniveau, resp. die Tiefe der Ausgrabung zu bezeichnen. Man sieht nun insbesondere an dem östlichen, grösseren Kamme deutlich das steile Einfallen der Sandsteinbänke nach SW., welches in der Mitte des Kammes den grössten Neigungswinkel erreicht.

Dieselbe steile Schichtstellung bemerkt man auch an den gleich in der südöstlichen Fortsetzung des Streichens, auf der Ostseite des Gadzyna genannten Thalkessels, befindlichen Szpyci-Felsen. [2])

Nördlich von den genannten Felsbildungen, auf dem auf der Karte als Specy bezeichneten Gebirgsrücken, legen sich die Sandsteinbänke wieder flacher und fallen wie vorher nach SW. ein. In ihrem Liegenden kommt dann, auf dem zur Maryszewska mała führenden Sattel, wieder die unteroligocene Schieferzone zum Vorschein.

Es bildet somit die Schieferzone mit dem erwähnten (mittleren) Sandsteinzuge eine an ihrem südlichen Flügel überschobene Mulde.

Eine ähnliche überschobene Stellung scheinen die Schichten des mittleren Sandsteinzuges auch im nordwestlichen Streichen von hier bis zur Howerla einzunehmen (wir haben vorher in diesem Streichen, im Kozmieszczek-Thaleinrisse, an der Waldgrenze, ebenfalls eine sehr steile Schichtstellung constatirt), während nach der entgegengesetzten Richtung, im südöstlichen Theile der Czarna Hora gegen das Czeremosz-Thal zu, ein regelmässigerer, wellenförmiger Schichtbau eintritt. (Vergl. Taf. VII, Fig. 6.)

Die erwähnten Aufbrüche der unteroligocenen Schieferzone auf der Nord-Westseite der Howerla, dann am Grenzkamme im O. von Turkuł und auf dem Sattel zwischen Smotrec und Pop Iwan entsprechen wohl einer und derselben Aufbruchswelle. Ob letztere jedoch ununterbrochen auf der Nordseite der Czarna Hora fortläuft, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden, da mir leider die Zeit schon nicht mehr

---

[1]) Auf der Karte steht Kostrycza geschrieben; das Volk nennt jedoch diesen Thalkessel Dancysz.

[2]) Mit dem Namen Specy, recte Szpyci, wird auf der Karte die nördlich von dem eigentlichen Szpyci-Felsen gelegene breite Kuppe, 1866 Meter, bezeichnet. Ueberhaupt lässt die Nomenclatur speciell von der Czarna Hora Manches zu wünschen übrig. So heisst eigentlich der nordwestliche felsige Zweigrücken des Smotrec: Munczel, der Munczel 2002 Meter der Karte: Rozszybeniek, der felsige Thalkessel Hala Kisol der Karte: Kizie Ułohy (Ziegen-Abstürze), die Kuppe Pozyzewska und der Pruth-Thalkessel der Karte: Dancysz, und Dancysz: Pozyzewska u. s. w.

erlaubte, die erwünschte genauere Aufnahme der Czarna Hora durchzuführen. Ebenso blieb auch die Art und Weise der Anlagerung der mächtigen Oligocenzone der Czarna Hora an das untere Kreidegebiet in Folge Mangels an massgebenden Profilen fraglich. Es ist jedoch anzunehmen, dass letzteres bereits in der unteroligocenen Zeit zum grössten Theile gehoben war und Festland bildete, in welches das Oligocenmeer nur an wenigen Stellen in schmalen Buchten eingriff — und dass sich somit die Oligocenschichten im Allgemeinen discordant an das Kreidegebirge anlagern.

Zone der Juraklippen.

In der nördlichen Sandsteinzone treten längs dem Nord-Ostrande des obercretacischen Sandsteinzuges an mehreren Stellen kleine, meist nur einige Meter hohe Felsen von Jurakalk auf, der in der Mehrzahl der Fälle mit Melaphyren vergesellschaftet ist. Wie wir in der Folge sehen werden, sind diese Vorkommen als echte Jura-Klippenbildungen zu betrachten.

Die Kalke sind fossilführend und entsprechen höchst wahrscheinlich theils dem Czorsztyner, theils dem Stramberger Schichtenhorizonte. Die Melaphyre sind meistens mandelsteinartig entwickelt und erinnern sehr an jene, die in den Kleinen Karpathen vorkommen.

Die Bestimmung der weiter unten angeführten jurassischen Fossilien, die sich jedoch meist in einem sehr ungünstigen Erhaltungszustande vorfanden, verdanke ich der Güte des Herrn Professor M. Neumayr.

Es sollen nun die einzelnen Jura-Vorkommen in der Richtung von NW. nach SO., unter fortlaufenden Nummern angeführt werden.

Die 1. Klippe, befindet sich im Körösmezőer Gebirge, auf der Westseite des Szesa-Berges. Sie wurde bereits von F. v. Hauer in dem Berichte (l. c. pag. 415) folgendermassen beschrieben: „Die Stelle liegt südlich von Körösmező südöstlich von Swidowecz, hoch im Gebirge auf der sogenannten Mlakier-Wiese.

Aus dem rings herum herrschenden Karpathensandsteine bricht hier eine kleine Partie eines dioritischen Gesteines hervor, und dieselbe enthält ungeheuere Blöcke von Kalkstein eingewickelt. Einer dieser Blöcke war eben im Abbau begriffen, als wir die Stelle besuchten; auf drei Seiten zeigte er sich von dem dioritischen Gestein umgeben, nach unten zu hatte er noch das Ansehen einer anstehenden Felsmasse. Dass man es aber wirklich nur mit Blöcken, die auf secundärer Lagerstätte sich befinden, zu thun hatte, dafür sprach namentlich auch, dass auf der Halde des Bruches Stücke ganz anderer Kalksteinvarietäten, als rothe Crinoidenkalke, rothe, dichte Kalksteine (wohl Klippenkalk) u. s. w. von schon früher gewonnenen Blöcken umherlagen. Der weisse Kalkstein wurde schon an Ort und Stelle seinem petrographischen Ansehen nach für Stramberger Kalk gehalten; die Untersuchung der Petrefacten, die wir mitbrachten, bestätigte diese Bestimmung vollständig."

Von diesem Juravorkommen geschieht später in Paul's und Tietze's Studien (l. c. pag. 92) Erwähnung und ist daselbst auch eine nähere Beschreibung des fraglichen Eruptivgesteines, welches nun als Melaphyr bezeichnet wird, zu finden.

Diese Stelle wollte ich am Ende meines Aufenthaltes im Gebiete (1884) aufsuchen, wurde jedoch an dem Auffinden derselben durch äussere Verhältnisse verhindert. Nur einige Stückchen von lichten Jurakalken fand ich auf der Wiese vor. Wie ich jedoch erfahren habe, sollen Kalke am oberen Ende der Wiese, im Walde, noch in ziemlicher Mächtigkeit anstehen, die wohl dem von v. Hauer, sowie Paul und Tietze beschriebenen Vorkommen entsprechen dürften.

Die 2. Klippe, befindet sich auf der Nord-Ostseite des Szesa-Pietrosz-Zuges. Beim Herabsteigen von dem genannten Gebirgszuge fand ich in einem der oberen Zweigarme des Łopuszanka-Baches, im dichten Walde, in ziemlich reichlicher Menge Blöcke von weisslichen und roth gefärbten Jurakalken mit Versteinerungen und ausserdem Blöcke von zum Theil mandelsteinartig entwickelten Melaphyren vor. Die Stelle, wo dieselben anstehen, konnte ich nicht auffinden, da sich gerade kurz vorher ein starkes Schneegestöber erhoben hatte (19. October 1883) und ich in Folge dessen auch verhindert war, das Profil des Łopuszanka-Baches weiter nach N. bis Körösmező fortzusetzen. Da jedoch in dem genannten Bacharme thalaufwärts das Juragerölle bald aufhörte, so dürfte sich die Stelle in der Nähe befinden und deren Einzeichnung auf der Karte annähernd genau erfolgt sein.

Von den ziemlich zahlreichen Versteinerungen (darunter auch Haifischzähne) liess sich jedoch nur eine Species näher bestimmen, es ist dies:

Rhynchonella capillata Zitt.

Dieser Klippenkalk scheint der Czorsztyner Schichtgruppe anzugehören.

Die 3. Klippe steht am Ostfusse der Pietrosz-Kuppe, auf dem zur Howerla führenden Sattel an. Zu ihrer Entdeckung führte mich das Vorkommen von Jurakalk- und Melaphyrgeröll im obersten Thaleinrisse des Bogdan-Baches (pag. 554). Das Gerölle erscheint daselbst an einer Stelle in so reichlicher Menge, dass die Möglichkeit nicht ausgeschlossen ist, dass auch in dem Thaleinrisse selbst eine Juraklippe ansteht.

An der genannten Stelle am Sattel erheben sich in einem fast aufschlusslosen untercretacischen Terrain einige getrennte, hausgrosse (etwa 10 Meter hohe) Kalkfelsen (vergl. Taf. VII, Fig. 7). Die Kalke sind theils licht chokoladebräunlich, theils weisslich, stellenweise aber auch etwas röthlich gefärbt. Sie sind massig entwickelt und undeutlich geschichtet, theilweise auch breccienartig ausgebildet. Zwischen den Kalkfelsen machen sich gegen NW. Melaphyre bemerkbar, welch' letztere noch weiter im NW., auf den Abhängen des Pietrosz einige anstehende Felsen und zwar allein für sich zusammensetzen.

In den anstehenden Kalkfelsen, wie auch in den Kalkblöcken im Bogdan-Thale, fanden sich stellenweise ziemlich zahlreiche Fossilien vor. Es liessen sich jedoch nur folgende Formen näher bestimmen:

Phylloceras cf silesiacum Opp.
Haploceras cf tomephorum Zitt.

Die Kalke dieser Klippe dürften den Stramberger Schichten entsprechen.

Die 4. Klippe kommt am rechten Thalgehänge des Bałcatul-Baches, in einem dichten Wald zum Vorschein. Das Vorfinden von einigen ausgebrannten Kalkstücken am Wege durch das Bałcatul-Thal, veranlasste mich zum Herumsuchen, bis ich auf der genannten Thalseite auf eine steilere kuppenförmige Bodenanschwellung stiess, die aus Melaphyrschutt bestand. Von Kalkbildungen traf ich hier nach längerem Suchen nur einige, lichtgefärbte Gesteinsstücke an, in welchen sich ein Exemplar von *Aspidoceras* (Jugendform) vorfand. Der Kalk dürfte ebenfalls dem Stramberger Schichthorizonte angehören.

Wie ich dann vom Wächter der Bałcutul-Klause erfahren habe, sollen da noch Kalke an einer Stelle in grösseren Felsen anstehen, die vor längerer Zeit zum Kalkbrennen verwendet wurden.

Die 5. Klippe befindet sich bereits auf der galizischen Seite, im oberen Szybeny- (Regieski-) Thale und tritt im unteren Kreideterrain und zwar, ähnlich wie die vorigen, nahe am Rande des obercretacischen Sandsteincomplexes auf. Die licht chocoladebräunlich und röthlich gefärbten Kalke und die in einer sehr geringen Mächtigkeit auftretenden Melaphyre erscheinen hier fast nur in der Form von einigen grösseren Gesteinsblöcken. Von der Art, wie die Jurabildungen die Kreidedecke durchbrechen, ist, wie auch in den früheren Fällen, nichts zu sehen. Unter den mitgenommenen Versteinerungen ist eine Form als Placunopsis? zu erkennen.

Die 6. Klippe bricht am linken Czeremosz-Ufer, gerade an der Einmündung des Kierniczny-Baches im obercretacischen Sandstein auf. Dieselbe bildet einen anstehenden Felsen in der Grösse einer kleinen Kapelle. Der fast ausschliesslich roth gefärbte, etwas knollige und ziemlich deutlich geschichtete Kalk, fällt sehr steil nach SW. ein. Melaphyre treten hier nicht auf und kann es daher keinem Zweifel unterliegen, dass die, wenn auch manchmal eng mit den Melaphyren verbundenen Kalke, nicht etwa als Einschlüsse in letzteren und als auf einer secundären Lagerstätte befindlich (wie dies bezüglich der 1. Klippe in dem oben erwähnten Berichte angenommen wird), zu beobachten sind, sondern anstehenden Klippen entsprechen.

Die Kalke dieser Klippe erwiesen sich ziemlich reich an Versteinerungen, wenn auch letztere, was Erhaltung anbelangt, Vieles zu wünschen übrig liessen. Es haben sich folgende Formen aus dem Gestein herauslösen lassen:

Aspidoceras
Lytoceras
Aptychus latus
" *obliquus*
" *lamellosus.*

Dieser Kalk wäre wieder mit dem Czorsztyner Kalke zu parallelisiren.

H. Diluvium und Alluvium.

Im ganzen Gebiete erscheinen Diluvial- und Alluvialablagerungen nur an den Thalsohlen grösserer Flüsse, und zwar meist in Form von Terrassen. Dieselben bestehen durchgehends aus Flussgerölle und grobem Sande.

Ein schönes Beispiel von Terrassenbildungen bietet das Vissó-Thal bei Felsö-Vissó (Taf. VII, Fig. 3). Man sieht hier, von dem Flussbette nach N. gegen den Prehotiele-Rücken sich wendend, zuerst junge Alluvialablagerungen, welche die zum grossen Theile flachen Ufer des Flusses einnehmen und constanten Ueberschwemmungen (die hier überhaupt viel verheerender wirken, wie flussaufwärts im Hochgebirge) ausgesetzt sind. Hierauf erhebt sich eine zweite ältere, ziemlich niedrige Terrasse, die den weit grössten Flächenraum der Thalsohle einnimmt und auf welcher auch vorwiegend das Städtchen Vissó gebaut ist. Die niedrigen Steilufer des Flusses stellen eben den Durchschnitt dieser Terrasse dar.

Weiter nördlich tritt am Fusse des Prehotiele eine ältere, hohe Terrasse auf, die, weit sichtbar, sich am rechten Flussufer bis unterhalb von Közep Vissó, in einem den Fuss des Grundgebirges umsäumenden schmalen Streifen hinunterzieht. An Stellen, wo sich der Fluss bis an diese Terrasse herandrängt, bildet dieselbe hohe Steilufer. Sie besteht aus einem groben Gerölle von krystallinischen Schiefergesteinen und Andesiten, die den Riu Vaser-Gebirgszügen entstammen.

Oberhalb dieser Terrasse, in einer Höhe von circa 100 Meter über dem Flussbette, trifft man über dem Grundgebirge wieder einen Streifen eines ähnlichen groben Gerölles an, das wohl dem Ueberreste einer ältesten, aufgelösten Terrasse entsprechen dürfte.

Die beiden erstgenannten Terrassen wären als Jung- resp. Altalluvium, die beiden letzteren als Jung- resp. Altdiluvium zu bezeichnen.

In der Umgebung von Borsa, wo jedoch diese Terrassenbildungen weniger deutlich entwickelt sind, zieht sich am Nordfusse des Pietrosu, in einer Höhe von 100 bis 200 Meter oberhalb der Thalsohle — so über den nördlichen Theil des Vrf Purcasitiu bis zur Höhe 902 Meter, der Sihorca 874 Meter — eine Zone groben Gerölles von krystallinischen Pietrosu-Schiefergesteinen, die ebenfalls einer aufgelösten alten Diluvialterrasse entsprechen dürften.

Die grossen Thalerweiterungen des Vissó-Flusses zwischen Borsa und Moisciu, zwischen Felsö und Közep Vissó, dann insbesondere zwischen Leordina und Bisztra, ferner bei Rona polyana an der Einmündung des Vissó in die Theiss, sowie die ziemlich grossen Thalerweiterungen von Ruszpolyana und Ruszkowa im Rika-Thale, sind vorwiegend von altalluvialen Bildungen eingenommen, die überhaupt als die verbreitetsten im Gebiete zu bezeichnen sind. Man trifft jedoch in diesen Thälern überall auch Ueberreste von älteren, diluvialen Terrassen an.

Es wäre hier nebenbei zu erwähnen, dass ich in der Gegend oberhalb von Moisciu die Beobachtung machte, dass daselbst die grosse Alluvialfläche in einige flache und breite Wellen leicht gefaltet erscheint, was vielleicht auf eine noch in die jüngste Zeit andauernde Aeusserung der gebirgsbildenden Kraft zurückzuführen wäre.

In den Thälern der Weissen, Schwarzen wie auch der vereinigten Theiss dagegen, erreichen in dem aufgenommenen Gebiete die Alluvial- und Diluvialablagerungen im Allgemeinen nur eine geringe Verbreitung. Ebenso verhält es sich auch aufder galizischen Seite, wo sie im Czeremosz-Thale erst in der grossen Thalerweiterung von Zabie, dort jedoch eine ziemlich bedeutende Verbreitung finden.

Seltener und nur in geringerer Mächtigkeit treten Schotterterrassen auch in den Nebenthälern der obenerwähnten Flüsse auf. Von einem solchen Vorkommen wurde bereits früher, und zwar bei Gelegenheit des Begehens des Dragusiu-Thales (pag. 472) Erwähnung gethan, woselbst wir am rechten Ufer dieses Baches, an dessen Unterlaufe, eine das Grundgebirge verdeckende Schotterterrasse beobachteten.

Ob jedoch in diesem, wie auch in anderen ähnlichen Fällen, wo man in den Nebenthälern und in den oberen Theilen der Hauptthäler Terrassenbildungen begegnet, das Entstehen letzterer nicht eher schon auf eine Thätigkeit von Gletschern zurückzuführen ist, soll nun in der Folge erörtert und vor Allem die Frage:

Sind Spuren einer einstigen Vergletscherung der Hochgebirgszüge im Gebiete vorhanden?

beantwortet werden. Mit Bezug auf dieses Gebiet wurde die obige Frage zuerst von Paul und Tietze in den Studien (pag. 87) angeregt und im bejahenden Sinne beantwortet, indem dieselben auf der Nordseite der Czarna Hora „deutliche Spuren der Glacialepoche .... auf der Zaroslakalpe (am Nordabhange der Howerlaspitze)“ beobachtet haben.

Bei einer näheren Betrachtung dieser Stelle sind mir jedoch diesbezüglich Bedenken aufgestiegen, die ich nun in Kürze zum Ausdruck bringen und anknüpfend an die citirte Beschreibung vor Allem noch einige topographische Bemerkungen vorausschicken möchte.

Die erwähnte Alpenweide Zaroślak entspricht einem Thalkessel, der von drei Seiten von ziemlich steilen Gehängen umgeben und nur im N. offen ist. Die Länge seiner Sohle beträgt von der rückwärtigen Wand, über welche ein Bach (Zweigarm des Pruth) in einem Wasserfall herabstürzt, bis zu dem offenen Nordrand, mit welchem annähernd genau auch die Waldgrenze zusammenfällt, circa 550 bis 600 Schritte (beiläufig 400 Meter) und fast ebensoviel auch die Breite der Sohle. Die Mitte der Thalsohle nimmt eine breite und annähernd 10 Meter sich über der Thalsohle erhebende plateauartige, aus grobem Schuttmateriale von Czarna Hora-Sandsteinen bestehende Terrasse ein. Die Terrasse („Mittelmoräne“ in den Studien) verbreitet sich an ihrem nördlichen Ende („Stirnmoräne“) so stark, dass sie fast den ganzen Nordeingang des Thalkessels einnimmt und nur rechts und links einen schmalen Ausgang für die Bachwässer zurücklässt, welch letztere zwischen dem östlichen, resp. westlichen Wandgehänge des Thalkessels und dem langen (resp. breiten) Stirnrande der Terrasse den Boden des Thalkessels (an der Waldgrenze) verlassen.

Die breite mit Krummholzbeständen bedeckte Terrasse, welche sich nach vorne, wie erwähnt, keulen- oder hornförmig ausbreitet, nimmt nun zum Mindesten die Hälfte des ganzen Thalkesselbodens ein, so dass der tiefere, d. i. der eigentliche Thalkesselboden, nur zwei schmalen beckenförmigen Vertiefungen zu beiden Seiten der Terrasse entspricht, welche nach vorne, im N. (wo die Bäche den Thalkessel verlassen) durch die beiden Stirnstücke der Terrasse zum grössten Theile abgeschlossen erscheinen. Die beiden schmalen Becken grenzen gegen die Mitte des Thalbodens an die erwähnte Terrasse, gegen O., resp. W. an die, zum Theil mit grobem Sandsteinschutt bedeckten Thalgehänge

des Kessels, an deren Fusse ich eigentliche Terrassenbildungen, d. i. die in den Studien erwähnten „Seitenmoränen“, nirgends beobachten konnte.

Der über die rückwärtige Wand, von dem gleich zu erwähnenden oberen Thalkessel herabkommende Bach, arbeitet sich anfangs mitten in der Terrasse durch, verlässt dieselbe jedoch nach einiger Zeit und nimmt hierauf durch den westlichen, grösseren Becken des Thalbodens seinen Lauf. Im östlichen Becken selbst sammeln sich die Gewässer zu einem zweiten kleineren Bache an.

An der rückwärtigen Wand des Thalkessels sind Schichtköpfe von Sandsteinbänken an mehreren Stellen aufgeschlossen und bilden letztere insbesondere auf den beiden entgegengesetzten Seiten, d. i. unter den Przymoratek und Plecze genannten Kuppen grössere und steile Felsgehänge, von welchen jahraus, jahrein grobes Schuttmateriale herabgelangt. Aber auch der mittlere Theil dieser Wand, wo eben der Bach in einem Wasserfall herabstürzt, zeigt eine ganz felsige Beschaffenheit bei steiler Gehängeneigung, indem der Böschungswinkel hier im Mittel circa 35° bis 40° beträgt.

Ober dieser Wand, die in ihrem mittleren Theile annähernd 100 Meter hoch ist, erreicht man den Boden eines zweiten, d. i. des oberen Thalkessels, der etwas kleiner, wie jener des unteren Thalkessels ist und von den steil ansteigenden Gehängen amphitheatalisch umgeben wird. Am Eingange in den letzteren Thalkessel ziehen sich zu beiden Seiten des Baches, und zwar nach SO. und andererseits (auf der linken Bachseite) nach W., gegen die Wände des Thalkessels breite Schuttwälle, welche man annähernd ebenfalls mit Endmoränen vergleichen könnte. Hinter diesen Wällen beginnt die eigentliche, seicht ausgehöhlte Thalsohle, die in ihrer grössten Länge circa 350 Schritte beträgt, von nassen moorigen Wiesen mit manch' hochnordischen Pflanzen eingenommen wird und dem Boden eines einstigen Sees zu entsprechen scheint. Am südöstlichen Rande der Thalsohle bemerkt man auch zu beiden Seiten eines im Sommer ganz geringe Wassermengen führenden Baches, zwei parallel verlaufende Schuttwälle (Uferdämme), die sich eine kurze Strecke selbst noch auf das Thalgehänge hinaufziehen und annähernd mit einem von oben herabkommenden Schienengeleise, zwischen welchen der Bach läuft, zu vergleichen wären.

Der im S. ansteigende Hauptkamm (Grenzkamm) überragt die Sohle dieses Thalkessels um nicht ganz 200 Meter, der schlanke kegelförmige Howerla-Gipfel dagegen um 450 Meter. Die Entfernung zwischen dem Hauptkamme und dem oberen Ende des Thalkesselbodens beträgt 0·5 Kilometer; zwischen ersterem und dem oberen Ende der Sohle des unteren Thalkessels (Zaroślak), 1·3 Kilometer; die Entfernung vom Gipfel der Howerla zum oberen Ende des oberen Thalkessels und von hier bis zum unteren Ende des Zaroślak-Thalkessels aber 2 Kilometer in Luftlinie.

Wir kehren jetzt zum Zaroślak-Thalkessel zurück. Nach den Verhältnissen in diesem zu schliessen, müsste man annehmen, dass hier die Moränen zum Mindesten einen solchen Raum eingenommen haben, wie der Gletscher selbst, wobei von späteren Verschüttungen und der dadurch verursachten Vergrösserung der ersteren, bereits abstrahirt

wird. Abgesehen noch davon, erscheint auch der für den Gletscher übrig verbleibende Raum (die beiden beckenförmigen Vertiefungen) an und für sich betrachtet für einen Gletscherstrom viel zu klein. Man müsste daher consequent annehmen, dass wir es hier höchstens nur mit dem Unterlaufe eines Gletschers zu thun haben und dass dessen Fortsetzung hinauf nach S., in den oberen Thalkessel zu verlegen ist. Nun begegnen wir in dieser Richtung nach einer sehr kurzen Strecke der steilen Wand (Wasserfall), die bei den geringen Raumdimensionen, die wir hier überhaupt in allen Fällen für einen Gletscher in Anspruch nehmen können, jedenfalls ein grosses Hinderniss bilden müsste — umsomehr als gerade am Fusse dieser Wand, die grosse (mittlere) Moräne endet und andererseits ober der Wand der Eingang in den zweiten Thalkessel durch die vorspringenden Gebirgsrücken des Przymoratek und Plecze eingeengt wird, so dass man sich nicht recht vorstellen kann, wie ein Gletscher, der in Anbetracht der mächtigen Moränen im Zaroślak-Kessel doch eine halbwegs bedeutende Stärke haben musste, hier überhaupt Platz finden und sich bewegen konnte.

Man müsste dann auch ferner die am Eingange in den oberen Thalkessel befindlichen Schuttwälle als Moränen (Endmoränen) betrachten und die ganze Erscheinung etwa mit einem stufenweisen Zurückweichen des Gletschers gegen das Gebirge erklären. Nachdem nun die Entfernung letzterer Wälle vom Grenzkamme nur etwas über 1 Kilometer, und wenn man noch die Entfernung von diesen zur Howerla-Spitze hinzurechnet, die Entfernung derselben von der Howerla-Spitze nicht ganz 1·5 Kilometer beträgt, andererseits der Grenzkamm nur um 200 Meter, die Howerla um 450 Meter die Sohle dieses Kessels überragt, so kann man sich wohl kaum in einem relativ so kleinen Raum die Region des ewigen Schnees, dann die Firnregion und die ganze Region eines Gletschers hineindenken. Es bliebe an dem Allen nur sehr wenig geändert, wenn man selbst von den moränenartigen Wällen im oberen Thalkessel und von anderen vorher erwähnten Hindernissen abstrahiren und den oberen, wie auch unteren Thalkessel als ein einziges, zusammenhängendes Bett eines Gletschers betrachten würde.

Nimmt man dagegen nur den unteren Thalkessel (Zaroślak) als den eigentlichen Sitz eines früheren Gletschers in Anspruch, so kann man es noch umso weniger erklären, wie sich ein Gletscher daselbst auf einem so kleinen Raume bewegen und so mächtige Schuttmassen ablagern konnte.

Wenn nun auch die erwähnten Terrassenbildungen und Wälle sehr an Moränen erinnern mögen, so ist dennoch schon a priori anzunehmen, dass hier ein Gletscher, nachdem vor Allem der Raum hiezu fehlt, nicht bestehen konnte. Thatsächlich konnte ich auch nirgends polirte und parallel gekritzte Gesteinsflächen, von welchen in den Studien Erwähnung geschieht, vorfinden.

Aehnliche Schutt-Terrassen und Wälle beobachtete ich auch noch in mehreren anderen Thalkesseln, aber auch auf freieren Gehängen (letzteres z. B. auf der Süd-Ostseite der Howerla) in der alpinen Region der Czarna Hora, dann des Bliznica-Zuges in den Swidowec-Alpen (W. von Körösmező), dort z. B. im Thalkessel Stina auf der Süd-Ostseite der Bliznica u. s. w. Es sei hier jedoch nur noch eines Beispieles gedacht.

In dem grossen Pohorylec-Thale im südöstlichen Theile der Czarna Hora, befindet sich hoch oben in der Krummholzregion, auf der Nordseite des Pop Iwan, ein ganz kleiner Thalkessel mit rundem Thalboden und steilen Gehängen, der an seinem Ausgang, im NO., von einem auffallend moränenartigen Schuttwalle eingedämmt erscheint. Die Möglichkeit nun, dass letzterer einer Gletscher-Schutthalde entsprechen könnte, ist hier, mit Rücksicht auf die ganz geringen Dimensionen des Thalkessels (den man mit einer Kammer in einem steilen Gebirgsabhange vergleichen könnte), ganz ausgeschlossen. Und doch hat man es hier in einem kleineren Massstabe mit einer ganz ähnlichen Configuration von Terrassenbildungen zu thun, wie in dem Zaroślak-Kessel.

Gerade in den grossen Hochthälern der Czarna Hora, so in dem erwähnten Pohorylec-, dann in dem Dzembromia-Thale u. s. w., die sich ihrer bedeutenden Ausbreitung und ihrem ganzen Aussehen nach schon viel eher zur Beherbergung eines Gletschers geeignet hätten, konnte ich trotz eifrigen Beobachtungen nirgends Spuren der Glacialepoche bemerken. Dieselbe bestand hier jedoch, nur sind ihre Spuren, wie wir später sehen werden, in tieferen Regionen zu suchen.

Von einem Falle, wo uns mit Schutt bedeckte Schichtköpfe ebenfalls an Moränen erinnerten, wurde bereits im ersten Abschnitte, bei der Besteigung des Pietrosu erwähnt. Aehnlichen Fällen begegnet man auch in anderen Gebirgszügen des Gebietes.

Es handelt sich jetzt vor Allem darum, die Art und Weise zu erklären, wie die erwähnten moränenartigen Terrassen und Wälle entstehen konnten. Aehnlich wie bei den Gletschermoränen, ist nun auch hier als der Träger, der das Schuttmateriale zur Bildung der fraglichen Terrassen und Wälle herbeischaffte, das Wasser — nur in einer anderen Form, nämlich als reissende Frühjahrstorrentos und als Schnee, dessen Wirkung in dieser Beziehung später näher erwähnt werden soll — zu betrachten.

In ersterer Beziehung liefert uns ein gutes Beispiel der obere, über Zaroślak gelegene Thalkessel, wo wir an einer Stelle einen kleinen Bach, zwischen zwei Schuttdämme eingeengt, gesehen haben. Aehnliche Erscheinungen sind in der alpinen Region überhaupt häufig, selbst an mitunter steilen Gebirgsgehängen und hoch über den Thalsohlen zu beobachten. In allen diesen Fällen haben eben die Bäche während der Schneeschmelze durch Fortreissen und spätere Ablagerung von Felstrümmern die erwähnten Uferdämme mit der Zeit gebildet — und nicht etwa umgekehrt sich in bereits fertige Schuttwälle (die in vielen Fällen, wo sie sich nämlich hoch über den Thalsohlen befinden und senkrecht auf die Richtung der Thäler zulaufen, nicht im entferntesten an Moränen denken lassen können) eingeschnitten, um letztere noch dazu in den meisten Fällen ihrer ganzen Länge nach, bei einer so geringen Breite der Wälle, zu durchschneiden.

Auf einen ähnlichen Ursprung ist nun auch zum grossen Theil die grosse Terrasse im Zaroślak-Kessel zurückzuführen, die, wie schon früher erwähnt, in ihrem rückwärtigen Theile von einem ziemlich starken Bache durchschnitten wird. Es ist dies umso wahrscheinlicher, als man sich das durch diesen Bach transportirte Schuttmateriale ganz sicher als von den unmittelbar rückwärts befindlichen Felsabstürzen herstammend vorstellen kann.

In anderen Fällen ist wieder die Entstehung der fraglichen Terrassen und Schuttwälle auf die Vermittlung von Schneeflächen zurückzuführen. Es sammelt sich nämlich in den rückwärtigen Theilen der alpinen Thalkessel Schnee in grossen Massen an, wo er dann auch am längsten und mitunter bis zum neuen Schnee liegen bleibt. Ueber die Schneeflächen rutscht nun der sich oben von den Felsen ablösende Trümmerschutt herab und sammelt sich in der Folge am Fusse der Schneemassen an. Bei einer genaueren Besichtigung kann man auch thatsächlich in manchen Thalkesseln, oder überhaupt unter steileren Gebirgsgehängen, eine gewissermassen symmetrische Anordnung des Schuttmateriales beobachten, und habe ich auch während einer früheren, zu botanischen Zwecken im Mai unternommenen Excursion, in den alpinen Thalkesseln der Czarna Hora auf den Flächen der mächtigen, die rückwärtigen Theile der Kessel verlegenden Schneemassen zahlreiche frische Spuren von abgerutschten Gesteinsblöcken bemerkt. Wenn man nun annimmt, dass in einer früheren Zeitperiode, etwa am Schlusse der Glacialepoche, die Thalkessel in ihrem rückwärtigen und grösseren Theile mit ewigem Schnee bedeckt waren, so kann man sich die Entstehung von mächtigen Terrassen oder Wällen gerade am unteren Ende der Thalkessel. bis wohin die Schneeflächen reichten, ganz leicht erklären. Es ist daher anzunehmen, dass die fraglichen Terrassen und Wälle zum Theile eben auf diese Art und um diese Zeit (Ende der Glacialepoche — da anzunehmen ist, dass vorher die alpine Region dieser Gebirge ganz in Schnee eingehüllt gewesen sein dürfte) entstanden sind.

Der Transport durch reissende Wässer und die passive Vermittlung von Schneeflächen, die den Trümmerschutt zur Abrutschung bringen, reichen meiner Ansicht nach vollkommen hin, um sich die Entstehung der immerhin höchst auffallenden Schuttbildungen im Zaroślak, wie auch in allen übrigen alpinen Thalkesseln des Gebietes zu erklären.

Die allgemeinen Terrainverhältnisse, wie auch vor Allem der Umstand, dass im Gebiete auch die höchsten Gebirgszüge nicht jene Höhe erreichen, dass man hier eine eigentliche Vergletscherung der alpinen Thäler während der Glacialepoche annehmen könnte, lässt darauf schliessen, dass sich um die fragliche Zeit Gletscher nur in viel tieferen Regionen, am Fusse der höheren Gebirgsketten, in Haupt- oder grösseren Nebenthälern bewegen konnten. Denn die Annahme, dass während der Glacialepoche auch in diesem Gebiete Gletscher thätig waren, kann im Princip nicht bestritten werden, nachdem bereits die einstige Vergletscherung der West-Karpathen (Tatra) erwiesen und auch sonst kein Grund zu einer Behauptung, dass etwa die Ost-Karpathen hiervon verschont gewesen wären, vorhanden ist. Es sprechen auch die Vegetationsverhältnisse für die einstige Vergletscherung dieses Theiles der Ost-Karpathen, wie ich dies in einer botanischen Arbeit mich zu beweisen bestreben werde.

Andererseits sind auch Anhaltspunkte vorhanden, welche direct auf eine Gletscherthätigkeit, gerade in den tiefer gelegenen Thälern des Gebietes, hinzudeuten scheinen.

So will ich vor Allem des Sokołow-Thales im NO. von Ruszpolyana erwähnen. In diesem Thale trifft man oberhalb der Thalsohlhöhe

677 Meter einen ziemlich breiten terrassenartigen Schuttwall an, der durch den Bach durchschnitten wird und der noch theilweise das Thal, und zwar vor Allem am rechten Ufer, versperrt. Von diesem Walle (der nur hie und da das mittelgrobe Schuttmateriale, aus dem er besteht, erblicken lässt) bachaufwärts erscheint die Thalsohle etwas breiter und auf der Strecke von mehreren hundert Schritt ganz eben. Dieselbe dürfte dem Bette eines früheren Sees entsprechen. Diese Terrainverhältnisse wurden hier auch zur Anlegung eines künstlichen Klausenteiches ausgenützt, der jedoch in der Folge, und zwar allem Anscheine nach schon vor längerer Zeit, wieder ganz aufgelassen wurde. Diese Spuren von künstlichen Arbeiten können eben anfangs leicht zu der Meinung verleiten, dass auch der erwähnte Wall einer künstlichen Aufschüttung entspricht, was indess, bei einer halbwegs genaueren Berücksichtigung der Terrainverhältnisse, gänzlich ausgeschlossen ist. Der Wall ist auf eine natürliche Art entstanden und dürfte derselbe aller Wahrscheinlichkeit nach einer, zum Theil schon aufgelösten und verschütteten Endmoräne eines Gletschers entsprechen.

Eine Strecke höher tritt in der Thalsohle wieder ein ähnlicher, und höher, an der Einmündung des Różany potok, ein dritter Querdamm auf. Im letztgenannten Falle, nämlich an der Różany-Mündung, ist es jedoch möglich, dass der betreffende Schuttdamm, wenigstens theilweise, auch einer Ablagerungsstätte von Geröllmassen der hier mündenden Nebenbäche (gegenüber des Różany potok mündet auch auf das rechte Ufer des Sokolow ein Nebenbach ein) entspricht.

Diese thalaufwärts in grösseren Abständen wiederkehrenden Wälle scheinen auf das einstige allmälige Zurückweichen des vermutheten Gletschers nach N. hinzudeuten, dessen Ursprung man am ehesten in den grossen Thalkessel des Różasz maly, auf der Nordseite der hohen Farcheu-Mihailecu-Gruppe, verlegen würde.

Einen ähnlichen terrassenartigen breiten Schuttwall beobachtete ich auch im Riu Vaser-Thale bei der Suliguli-Mündung 763 Meter u. s. w.

Immerhin bleibt noch die Frage nach deutlichen Spuren einer Glacialepoche im Gebiete, eine offene.

Schlussbemerkungen.

Die in den vorhergehenden Abschnitten an verschiedenen Stellen erwähnten, sich auf die Ausbildung und die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Formationen beziehenden allgemeineren Bemerkungen sollen nun noch in Kürze zusammengestellt werden, ohne dass ich jedoch damit bezwecken würde, die vielen Probleme, denen wir vorher begegneten, zu lösen.

Mit Bezug auf die Faciesausbildung der einzelnen Formationsglieder fallen vor Allem die bedeutenden Unterschiede in der Entwickelung der oberen krystallinischen Kalkzone (paläozoisch nicht horiz.) auf. So haben wir dieselbe in den Rodnaer Alpen, wo sie uns am Pietrosu in einer hochkrystallinischen Entwicklung entgegentrat, gleich im Streichen am Repede in eine ziemlich bedeutend abweichende, vorwiegend quarzitische und nur halbkrystallinische Facies übergehen gesehen, während wieder dieselbe an anderen Stellen des Gebietes schliesslich

auch echt klastische Gesteine, wie Breccien, grauwackenartige Sandsteine. aufnahm. Diese Faciesänderung trat gleichzeitig mit einer Veränderung der Lage der fraglichen Zonen ein. So sahen wir die Kalkzone am Pietrosu in concordanter Lage und von einem mächtigen Complexe krystallinischer Schiefer der oberen Abtheilung überlagert; am Repede in concordanter, jedoch ganz schwebenden Lage, und in letzteren Fällen, wo in derselben auch echt klastische Gesteine erschienen, in discordanter Lage den krystallinischen Gesteinen der mittleren Abtheilung aufruhen.

Ein analoges Verhalten zeigt nun auch die untereocene Nummulitenformation, die in ihrer typischen Entwicklung stets in einer mehr oder weniger schwebenden Lage auftritt, in Fällen dagegen, wo sie in den allgemeinen Schichtverband eingreift, die abweichende Mergelfacies annimmt.

Auf die übrigen Faciesänderungen, die wir noch in anderen Formationen, insbesondere aber jenen, welche aus Flyschgebilden bestehen, sowohl quer wie auch im Streichen selbst häufig beobachtet haben, sei hier nur noch allgemein hingewiesen.

Eine zweite Reihe von interessanten Erscheinungen beruht auf einer mitunter frappirenden Aehnlichkeit in der petrographischen Ausbildung von verschiedenalterigen Gesteinsschichten.

So haben wir seinerzeit die grosse Aehnlichkeit der grauwackenartigen Sandsteine und kohligen Kalk-Schiefer der oberen Kalkzonen (paläozoisch nicht horiz.) mit den Sandsteinen und schwärzlichen Mergelkalkschiefern der unteren Kreidestufe (Neocom?) — dann der untercretacischen Gebilde (Lolin-Schichten) am Nordrande der nördlichen Kreidezone mit den unteroligocenen Bildungen des Czarna Hora-Zuges constatirt. Es ist dies umso auffallender, als diese Bildungen, insbesondere aber im letzteren Falle, direct an einander grenzen und die Möglichkeit hier ausgeschlossen ist, dass sich die jüngeren Gesteine aus dem Trümmermateriale der betreffenden älteren gebildet hätten.

Hieher ist auch die Erscheinung zu stellen, dass die krystallinischen Schiefer der oberen Abtheilung (paläozoisch nicht horiz.), so insbesondere am Pietrosu, fast direct dem krystallinischen Schiefer der älteren Abtheilungen ähnlich sind.

Es müssen dies Einflüsse gewesen sein, die erst nachträglich auf die bereits zur Ablagerung gelangten Schichten umändernd und zugleich gleichgestaltend wirkten — so im Allgemeinen ein Einfluss des Wasser- resp. Luftmeeres (in früheren Zeitepochen der Erde), andererseits mechanische Wirkung.

Eine fernere Gruppe von Erscheinungen bezieht sich auf eine merkwürdige Relation zwischen gewissen verschiedenalterigen Formationen, wie eine solche z. B. zwischen den Sandsteinbildungen der Kreideschollen und den oberen krystallinischen Kalkzonen im nördlichen krystallinischen Gebiete besteht und die — um eines Vergleiches zu gebrauchen — als ein gegenseitiges „Sichanziehen“ bezeichnet werden könnte.

Eine ähnliche Relation, obwohl in einer anderen Bedeutung, besteht auch zwischen den fossilführenden typischen untereocenen Nummulitenkalkbildungen und den echt karpathischen fossilleeren Kreide-

sandsteinen, und andererseits zwischen den untereocenen versteinerungslosen Mergeln, und der fossilführenden Kreide-Sandsteinfacies. Hier wäre auch ferners die meist innige. Verknüpfung der Massengesteine mit Kalk- und Schieferbildungen und das gänzliche Fehlen ersterer in den Sandstein-Conglomeratablagerungen anzuführen. —

In tektonischer Beziehung weist das Gebiet einen ziemlich complicirten Bau auf. Von den beiden Zügen krystallinischer Schiefergesteine entspricht der südliche, d. i. der krystallinische Stock der Rodnaer Alpen (der zugleich die grössten Höhen im Gebiete erreicht) nur einer grossen Insel, indem derselbe in nicht weiter Entfernung gegen Osten, Süden, Westen und (wie man dies auf der Karte sieht) im Norden von viel jüngeren Sandsteinablagerungen bedeckt wird (vergl. v. Hauer's u. Stache's Geologie von Siebenbürgen). Aber auch der nördliche Zug, der einer Fortsetzung des krystallinischen Massivs der Bukowina entspricht, senkt sich gegen NW. bald unter die junge Sandsteindecke herab, indem in diesem Streichen bereits in dem Thalgebiete des Nagy Ag von Paul und Tietze keine krystallinischen Schiefergesteine mehr angetroffen wurden (vergl. Neue Studien).

Abgesehen von den paläozoischen nicht horizontirten Gebilden (obere Kalkzonen und obere Schieferabtheilung) die noch in einer mehr oder weniger nahen Beziehung zu dem altkrystallinischen Gebirge stehen, treten von den nächstjüngeren Formationen dyadische und triadische Bildungdn auf, welche nur in einer schmalen Zone den Nord-Ostrand des nördlichen krystallinischen Zuges begleiten und sich demselben in allen den Fällen, wo sie unmittelbar auf demselben ruhen, wohl stets discordant anlagern. In dieser Randzone erreichen eine relativ grosse Mächtigkeit Massengesteine und Tuffe, die im Gegensatze zu den jungtertiären Andesiten des Trojaga-Gebirges, welche als Masseneruptionen bezeichnet wurden, auf eine Thätigkeit unterseeischer Vulcane zurückzuführen sind.

Die weitaus grösste Verbreitung im Gebiete erreichen dagegen Flyschgebilde, die in aufsteigender Reihe von der unteren Kreide (Neocom?) bis hinauf zum Oberoligocen reichen, wobei jedoch die Stufenleiter im Bereiche der einzelnen Formationen selbst, keine vollständige sein dürfte. Die Flyschgebilde erscheinen im Gebiete in drei Zonen, resp. Mulden, vertheilt, von welchen die südliche den Raum zwischen den beiden krystallinischen Gebirgszügen muldenförmig ausfüllt, die nördliche sich an den nördlichen krystallinischen Gebirgszug anlehnt und die mittlere transgredirend über dem letztgenannten krystallinischen Zuge auftritt und eine Art von Ueberbrückung zwischen beiden ersteren Sandsteinzonen darstellt. Während jedoch die Schollen der Transgressionszone mit der südlichen Sandsteinmulde zum Theil noch in Verbindung stehen, erscheinen dieselben von der nördlichen Sandsteinzone überall, wenn auch mitunter nur durch einen auffallend schmalen Streifen von krystallinischen Schiefern der Primärformation, getrennt.

Die südliche Sandsteinmulde stosst mit ihrem Südrande von den krystallinischen Rodnaer Alpen discordant ab, während sich dieselbe im N. allem Anscheine nach stets, und zwar im östlichen Theile des Borsa- und Ruszpolyana-Beckens concordant, im westlichen Theile dieser Becken dagegen discordant an das alte Gebirge anlehnt. Wie die

südliche Sandsteinmulde im S. von den Rodnaer Alpen, fällt auch die nördliche Sandsteinzone im S. von dem nördlichen krystallinischen, respective altmesozoischen Gebirge gänzlich discordant ab.

Ausser diesen zwei grossen Discordanzlinien, die in ihrem Verlaufe dem nördlichen Rande der beiden krystallinischen Gebirgszüge entsprechen, kommt noch eine fernere in der nördlichen Sandsteinzone selbst vor, die durch die Grenzlinie des unteren Kreidegebietes mit dem Oligocenzuge der Czarna Hora bezeichnet wird.

Das Streichen der Schichten ist, conform dem Hauptgebirgsstreichen im Gebiete, vorwiegend normal von NW. nach SO. gerichtet und ist demgemäss auch das Verflächen der Schichten ein normales, d. i. vorwiegend ein südwestliches, respective nordwestliches. Ja es tritt das normale Streichen und Verflächen der Schichten selbst in solchen Gebirgszügen ein, die orographisch genommen senkrecht zum Hauptgebirgsstreichen verlaufen, so zum Beispiel im Bokul-Zuge, zum grossen Theil auch im Bardeu-Zuge u. s. w.

In gewissen Gebietszonen herrscht jedoch ausschliesslich oder doch wenigstens vorwiegend ein anormales Streichen (von SW. nach NO.) und Verflächen (nach NW. und SO.) der Schichten, so in dem grossen krystallinischen Lappen am unteren Riu Vaser, dem sich auch im SO. der unmittelbar anstossende Theil des Borsa-Sandsteinbeckens, im NW. der Scerisiora-Sandsteinzug anpasst — ferner im Pop Iwan-Gebirge (im Bachgebiete des Bieli potok) und in dem im nordöstlichen Streichen gelegenen unteren Kwasny-Thale, sowie in dem Pietrosz-Gebirge.

Zwischen diesen Hauptbezirken des anormalen Streichens und Verflächens der Schichten, ist sonst im Gebiete ein ähnliches Streichen, respective Verflächen nur hie und da und ganz local zu beobachten, so zum Beispiele im oberen Krywe-Thale, auf der Südseite von Mezipotoki u. s. w.

Aehnlich wie der krystallinische Lappen am unteren Riu Vaser weit nach SW. vorgreift und durch seine Form auffällt, entspricht auch der cretacische Pietrosz-Zug einem mächtigen Lappen, der sich nach der entgegengesetzten Richtung, nämlich nach NO., von dem Kreidegebirge abzweigt.

Da an den oben erwähnten drei grossen Discordanzlinien im N. stets überall viel jüngere Formationen auftreten, so entsprechen dieselben auch eben so vielen grossen Verwerfungszonen, in welchen das ältere Gebirge gehoben, respective das jüngere versenkt wurde.

In die mittlere dieser Störungslinien fällt auch der mächtige Eruptivzug des Farcheu, in dessen directer südöstlicher Verlängerung wir vorher im Riu-Thale, in den paläozoischen (nicht horiz.) Zonen von Sniapenu und Suliguli kleine Eruptivvorkommen beobachteten und in dessen weiterem Streichen auch die grosse Eruptivmasse der jüngeren Trojaga liegt. Es scheint somit diese Störungslinie auch gleichzeitig einer grossen Spalte zu entsprechen, an welcher einst die Eruptionsmassen emporstiegen.

In eben dieser mittleren Störungslinie haben wir in früheren Abschnitten wiederholt auch starke Schichtstörungen, so zum Beispiel im Obnuju-Thaleinrisse in der Farcheu-Gruppe constatirt (pag. 538). In einem gewissen Zusammenhange scheint damit auch folgendes Naturereigniss

zu stehen, das ich im Sokołow-Thale, genau im südöstlichen Streichen von Farcheu, beobachtete. Als ich mich nämlich während einer botanischen Excursion im Jahre 1882, an einem schönen Augusttage in diesem Theile des Thales befand, hörte ich plötzlich eine dumpfe unterirdische Detonation, die ich mir nur mit einer localen Erdbewegung, d. i. in Folge Ueberspannung eingetretenen Verschiebung von Schichten an irgend einer Stelle im Innern des Gebirges erklären konnte. An ein Loslösen eines Felsblockes oder an eine andere Ursache war in diesem Falle schon deshalb nicht zu denken, als sich die dumpfe und dennoch gewissermassen starke und anscheinend meilenweit vernehmbare Detonation nicht mehr wiederholte. Ein Erzittern des Erdbodens habe ich nicht beobachtet.

In der nördlichen Störungszone erscheinen dagegen die bekannten jurassischen Klippenkalke mit Melaphyren, die an Längsspalten emporgepresst wurden.

Ein beredtes Zeugniss von der einstigen Thätigkeit von Vulcanen in dem Gebiete legen die zahlreich hier vorkommenden Säuerlinge [1]) ab, die sich an die drei grossen, das Gebiet von NW. nach SO. durchziehenden Störungslinien anreihen (vergl. Karte Taf. VI) und allem Anscheine nach auf natürlichen Spalten an den Tag gelangen.

Und zwar treten Säuerlinge, die vom Volke Borkut (aus dem ungarischen *Bor* Wein — eine Anspielung auf ihren sauren Geschmack) genannt werden, an folgenden Stellen auf.

In der nördlichen Störungszone: in Borkut Kwasy im Thale der Schwarzen Theiss; im Howerla- und Stohowec- (Weisse Theiss-) Thale; im Czeremosz-Thale unter Ludowiec, im Borkut und am Stefulec.

In der mittleren: bei Bocsko Rahó im Thale der vereinigten Theiss; im oberen Kwasny-Thale am Süd-Ostfusse des Pietrys; im oberen Rika-Gebiete in dem Nebenthale Lutosa; dann im Riu-Thale (Suliguli-Quelle); im Cisla-Thale oberhalb von Borsabánya (Alexander-Quelle) und hoch oben am Prislopului auf der Wasserscheide zwischen dem Borsia-Vissó und Bistritz-Flusse.

In der südlichen Störungszone schliesslich: bei Felső Vissó im V. Vinului; im V. Scradie; dann oberhalb von Borsa in Gura Funtini.

---

[1]) In K. Siegmeth's Reiseskizzen (l. c.) sind von einigen dieser Säuerlinge chemische Analysen angegeben.

Inhalts-Verzeichniss.

Seite

Einleitung 361

Geologische Beschreibung 367

A. Primärformation 367

I. Südliche Zone 367

a) Westlicher Theil der Rodnaer Alpen 367
(Vrf Pietrosu. — Vrf Rebri, Kalkzone von Repede, Vrf Negriasa.)

b) Oestlicher Theil der Rodnaer Alpen 374
(Petrographische Uebersicht der Gesteine; Vrf Pusdreloru. — Prislopului Stiolu, Kalkstock von Piatra Rei, Fatia Misilor und Muntilor, Piatra Nieguiescu. — Das Repede-Bucuiescu-Thal.)

II. Nördliche Zone 380

Petrographische Uebersicht der Gesteine 382

Profil des Baitia-Berges 387

a) Das Thalgebiet des Riu Vaser und des Schwarzen Czeremosz . . . 389
(Unterstes Riu Vaser-Thal, V. Pesti. — Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale: Lunca Scradie, Lunca Balmos, Soymul, Cosi. — Das Novicioru-Thal. — Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale: Sniapenu, Bardo, bis Suliguli. — Botizului-Thal, Kalkzone von Kristina, Budyowska mała. — Albinec-Thal, Kalkzone von Suligul und Suliguli. — Lozdun-Thal, Kalkzone von Lozdun und Borkut (Grenzkamm). — Fortsetzung des Profiles im Riu Vaser-Thale von Suliguli flussaufwärts. — Kalkmassen der Piatra Arsa, des Necladu und Coman. — Oberstes Riu Vaser-Thal, Kalkzone von Fatia Banului. — Crecela-Alpe und der Gebirgszug am linken Riu Vaser-Ufer: Magura Catarama, Lunca ciasa, Fagetu. — Cisla-Thal, Piatra baici, Ciarcanu-Gebirge, Phyllitbreccie von La Fintina Stancului. — Thal des Schwarzen Czeremosz. Kalkzone von Prełuki und Rotunduł, Stewiora-Thal. — Kalkfelsen von Mokrynów Kamień, Mokryn und Czolakiu; krystallinische Schieferinseln am Wasylkowaty, Czolakiu, Prełuczny und im Bokuł-Zuge.)

b) Das Ruszpolyanaer Gebirge 422
(Krystallinische Geröllinseln bei Ruszpolyana, Rika-Thal. — Pentaja-Thal, Laba-Rücken. — Krywe-Thal, Capu Grossului-Kamm. — Kwasny-Thal, Czorny Groń, Pop Iwan. — Zerban, Thal des Bieli potok. — Der Sczewora- und Menczul-Magura-Gebirgsrücken. — Das Theiss-Thal von Wilchowaty flussabwärts bis Trebusa, Kalkzonen daselbst und im Bieli potok-Thale.)

B. Dyasformation 436

C. Triasformation 438

Geographische Eintheilung der Randzone (Dyas und Trias) 438

a) Randzone im Ruszpolyanaer Gebirge 439

Südwestlicher Theil (Streifen) derselben 439
(Das Thal des Krywe-Baches. — Petricea-Felskamm. — Thaleinriss des Obnuju-Baches (Par. Obnuju). — Kwasny-Thal, Eruptivkuppe des Pietrys (Pietros), paläoz. mesoz. Bildungen auf der Berlebaszka, am Menczul, Sojmul und im Theiss-Thale.)

Seite

Nordöstlicher Theil (Streifen) der Randzone im Ruszpolyanaer Gebirge 444
(Kuppe des Farcheu. — Profil des Mihailecu-Berges. — Thalkessel auf der Südseite des Mihailecu (am oberen Paulik-Bache), Rugasiu-Rücken, Paulik-Bach, Thal des Rika-Flusses; allgemeine Betrachtungen.)

b) Randzone im Grenzgebirge 454
(Czywczyn, Popadia. — Budyowska wielka und mała; Schlussbemerkungen. — Triasinseln am Prełuczny- und Prełuki-Rücken; Nachträgliches über Eruptivvorkommen in den krystallinischen Kalkzonen des Riu Vaser-Thales.)

D. Juraformation 459

E. Kreideformation 459

F. Eocenformation 459

G. Oligocenformation 459

I. Südliche Sandsteinmulde 460

a) Borsa-Becken 460
(Thalgebiet des Borsia-Flusses. — Umgebung von Borsabánya. — Cisla-Thal flussabwärts bis Borsa. — Umgebung von Borsa. — Thäler der Bäche Pietrosu, Hotarului und Dragusiu. — Thäler des Novetiu und des Noviciora. — Umgebung von Felső-Vissó: Westgehänge des Prihodiel, unterster Lauf des Riu Vaser, von F. Vissó thalabwärts.)

b) Ruszpolyanaer Becken 478
(Scerisiora-Zug, D. Prihodu und Lucaciu. — Umgebung von Ruszpolyana: Myzika- und Pentaja-Thal, Bucht von Menciul, Kwasnica-Thal. — Krywe-Thal, Vezi-Tomnatecu-Zug, Krasna- (Frumsieva-) Thal und das Thal des Bystry potok. — Vissó-Fluss von Bisztra thalabwärts bis Rona polyana. — Theiss-Thal, das Menczul-Zółty-Kreidegebirge, allgemeine Gliederung der Kreide in der südl. Sandsteinmulde, Kreidescholle bei Trebusa im Theiss-Thale.)

II. Zone der Kreidetransgressionen 494
(Die Kreidescholle von Sojmul, Plänerschichten daselbst, Versuch einer näheren Altersbestimmung der Kreidegebilde. — Kreidescholle des Bardeu- (Pietrosu-) Pecialu. — Kreideschollen von Kristina, Suligul und Luston; der Pirie-Ihniatiasa-Kreidezug. — Kreide-Eocenscholle von D. Ghilu. — Kreide- und Eocengebilde auf der La Fintina Stancului und im Ciarcanu-Gebirge.)

Trojagaer Eruptivgebirge 506

III. Nördliche Sandsteinzone 511

Allgemeine Eintheilung und geographische Verbreitung der Kreidegebilde 512

Petrographische Uebersicht der Kreidegesteine 515

a) Südliche Zone der unteren Kreidestufe und der obercretacische Sandsteinzug 520
(Das Thal der vereinigten Theiss von Bocskó Rahó flussaufwärts bis Ustieryki. — Thal der Schwarzen Theiss von Ustieryki flussaufwärts bis Borkut Kwasy; der Felsen von Bostolec. — Das Körösmezöer Pietrosz-Gebirge; abgerutschte Sandsteinmassen am Pietrosul. — Thal der Weissen Theiss von Ustieryki flussaufwärts bis Bogdan; Profil des Krywe-Rückens. — Thalgebiet des Kwasny-Baches, Kalktuffablagerungen im Masłokrut-Thale; Fortsetzung des Profiles nach N. im Bogdan-Thale. — Im Streichen des obercretacischen Sandsteinzuges von Bogdan Theiss-aufwärts bis in das Czeremosz-Thal; grobes Conglomerat von Łuhi, Aufbrüche unterer Kreide in Łuhi u. s. w. — Aus dem Thale des Krywe-Baches (Par. Chirvi), über den Mezipotoki-Nieniska-Gebirgskamm in das Stiaul-Thal. — Im Streichen des obercretacischen Sandsteinzuges von der Nieniska zum Corbu, Stóg u. s. w.; Felsen am Ohlan, eigenthümliche Denudationserscheinungen; Uebersicht der obercretacischen Sandstein-Conglomeratbildungen. — Kreidelappen auf der Südseite des Farcheu-Mihailecu. — Sokolów- und oberes Rika-Thal, Bokuł-Zug. — Budyowska wielka, Dobryn-Thal und die übrigen Seitenthäler des oberen Czeremosz-Flusses. — Oberes Czeremosz-Thal.)

Seite

b) Nördliche Zone der unteren Kreide und das Oligocengebiet der Czarna Hora 545

(Thal der Schwarzen Theiss von Borkut Kwasy aufwärts bis Körösmező. — Thalerweiterung von Körösmező, obereocene Schichten daselbst, Bliznica-Zug in den Swidowec-Alpen. — Oberes Bogdan-Thal. — Fortsetzung des Profiles nach N. im Laszczyna-Thale. — Längs dem Kozmieszczek, bachaufwärts bis zur Howerla-Spitze. — Von der Howerla zum Pietrosz, und dann nach S. über den Lanczynieski groń zum Menczil; die Aehnlichkeit der Kreidegebilde von Menczil mit den Wernsdorfer Schichten. — Howerla-Thal. — Ueber den Brebenieskul-Rücken bis auf den Grenzkamm der Czarna Hora. — Bałcatuł-Thal und aus diesem bis auf den Czarna Hora-Kamm. — Vom Waskul auf den Pop Iwan und dann nach S. zum Poliwny. — Czeremosz-Thal von Zełeny flussaufwärts bis Szybeny. — Szybeny-Regieski-Thal. — Längs dem Smotrecki- (Minczolek-) Bache, bis auf den Kamm der Czarna Hora.)

Zone der Juraklippen 578

H. Diluvium und Alluvium 580

Sind Spuren einer einstigen Vergletscherung der Hochgebirgszüge im Gebiete vorhanden? 582

Schlussbemerkungen 587

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Beitrag zur Kenntniss der Fauna des Schlern-Dolomites.

Von S. Polifka.

Mit einer paläontologischen Tafel (Nr. VIII).

Bei der letzten geologischen Aufnahme der Umgebung von Neumarkt im Etschthale gelang es Herrn M. Vacek in den unteren Schichten des Cislon-Dolomites, nahe der Grenze des unterlagernden unteren Muschelkalkes und theilweise auch in den höheren Theilen bis zum Gipfel, sowie in einigen dem Cislon-Dolomit angehörenden Rollstücken des Predaja-Baches eine Anzahl Petrefakten aufzufinden, die er dem paläontologischen Institut an der k. k. Universität zur Bestimmung überliess. Herr Prof. M. Neumayr beauftragte mich mit dieser kleinen Arbeit, die ich hiermit der Oeffentlichkeit übergebe, nicht ohne vorher auf die Schwierigkeit der Bestimmung, bedingt durch den schlechten Erhaltungszustand dieser Versteinerungen, hingewiesen zu haben.

Die Original-Exemplare befinden sich in der Sammlung der k. k. geolog. Reichsanstalt.

a) Cephalopoden.

Trachyceras cf. recubariense Mojs. (Taf. VIII, Fig. 1 u. 2.)

Die beiden Kittabdrücke von ziemlich vollständigen Hohldrücken im weissen Schlern-Dolomit des Mte. Cislon in der Nähe von Neumarkt im Etschthale ähneln am meisten dem *Trachyceras recubariense Mojs.*, jedoch nicht dem Hohldrucke vom selben Fundorte (Tafel V, Fig. 3 [1]), sondern dem Steinkernfragment aus dem rothen, knolligen Kalke von Castagna bei Recoaro (Tafel VII, Fig. 1 [1]). Insbesondere sind übereinstimmend die perennierenden Extern-, Marginal- und Lateraldornen, wogegen die Umbilicaldornen bei unseren Exemplaren viel schwächer entwickelt sind. Wie bei *Trachyceras recubariense* sind auch hier die Rippen alternierend stärker und schwächer, was besonders auf den

[1]) E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Wien 1882, X. Bd. d. Abh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt.

inneren Umgängen der Schale hervortritt (Fig. 1). Demnach kann man Haupt- und Nebenrippen unterscheiden; vom Marginaldorn an jedoch, bis zum entsprechenden Externdorn sind abweichend von *Trachyceras recubariense Mojs.* alle Rippen, namentlich auf den äusseren Windungen ziemlich gleich stark (Fig. 2). Die Hauptrippen gabeln sich regelmässig an den Lateraldornen (siehe Fig. 1), indess bei *Trachyceras recubariense* die Spaltung der Rippen theils am Nabelrande, theils an den Lateraldornen stattfindet. Die Nebenrippen sind ungetheilt. Die Zahl der Umbilical- und Lateraldornen stimmt mit der von *Trachyceras recubariense* und ist gleich der Anzahl der Primärrippen, weil nur diese Dornen tragen. Sowohl die Haupt- als auch die Nebenrippen beginnen schon am Nabelrande der Windung und sämmtliche Rippen überhaupt reichen bis an die Medianfurche des Externtheiles, wo sie wieder conform mit *Trachyceras recubariense* die Externdornen erhalten. Ganz so wie bei letzterem haben auch hier die Rippen vom Marginaldorn an, wo auch der Rücken der Schale beginnt, bis zum entsprechenden Externdorn eine nach vorne (gegen den Mundrand hin) schräge Richtung. Ebenso correspondirt die Zahl der Marginal- und der Externdornen, allein sie beträgt im Gegensatze zu *Trachyceras recubariense*, wo sie dreimal so gross ist, nur das Zweifache der Lateral- oder der Umbilicaldornen. Anderseits wechseln aber wieder die beiderseitigen Rippenenden an der Rückenfurche conform mit *Trachyceras recubariense* mit einander ab. Von einer Lobenlinie konnte leider nichts wahrgenommen werden.

Auch die Dimensionen sind nicht vollständig bestimmbar.

Bei dem grösseren in Fig. 2 abgebildeten Exemplare, dessen Wohnkammer nicht vollständig erhalten ist, kommen auf 35 Millimeter Scheibendurchmesser etwa vier Umläufe. Dieses Exemplar ist demnach viel kleiner als das von Mojsisovics a. a. O. in Fig. 1, Taf. VII abgebildete. Auch unterscheidet sich unsere Form noch durch ihre grössere Evolubilität (die Nabelweite beträgt 16 Millimeter) und durch die Verschiedenheit in den Dimensionen der Breite nnd Höhe des letzten Umganges. Während nämlich bei *Trachyceras recubariense Mojs.* der Radialdurchmesser der jüngsten Windung die Breite bedeutend übertrifft, ist bei unseren Abdrücken gerade das Gegentheil der Fall, nämlich die Breitendimension grösser als die Höhe (11 Millimeter) der Windung.

Ungeachtet dieser Unterschiede dürfte sich jedoch unsere Form als mit *Trachyceras recubariense Mojs.* zusammenfallend erweisen.

Ausser unserem *Trachyceras* fanden sich bezüglich der Cephalopoden beim Abstiege vom Fennhals im Predaja-Bache einige Rollstücke des Schlern-Dolomites vom Cislon, an deren Bruchflächen man die charakteristische Lobenlinie eines Ceratiten bemerkt. Bei näherer Betrachtung zeigt dieselbe viele Uebereinstimmung mit der des

Norites gondola E. v. Mojs.

(vergl. Cephalopoden der med. Triasprovinz pag. 203, Tab. 52, Fig. 8*a* u. *b*). Da nun auch das zugehörige Steinkernfragment in der Form mit letzterer Species, und zwar mit der flachen Varietät derselben übereinstimmt, so wollen wir sie bis auf Weiteres als *Norites indet. gondola E. v. Mojs.* bezeichnen. Höchst wahrscheinlich fällt die bei Mojsisovics als *Norites f. indet.* angeführte, vom Cislon stammende Form mit unserer zusammen.

b) Gastropoden.

Was die Gastropoden anlangt, so sind viele uns vorliegende Handstücke mit fragmentarischen Steinkernen solcher erfüllt, die aber zumeist keine genaue Bestimmung zulassen, umsoweniger als von der Schale selbst kaum Spuren vorhanden sind.

Mit einiger Sicherheit konnten folgende Genera und Arten erkannt werden.

Chemnitzia longissima Mstr.

Als Steinkern vorhanden; die Spitze und die Mündung fehlen. Steht der Form der Windungen nach am nächsten Laube's Fig. 3, Tafel XXV [1]). Unser Exemplar unterscheidet sich jedoch davon dadurch, dass bei ihm die Nähte eine ausgesprochene Vertiefung zeigen, während nach der Beschreibung Laube's *Chemnitzia longissima Mstr.* kaum vertiefte Nähte hat, was freilich nicht mit der Zeichnung übereinstimmt; denn dort ist die Vertiefung wohl ausgeprägt. In dieser Beziehung nähert sich unsere Form der *Melania longissima Mstr.* [2]), die Laube mit *Chemnitzia longissima* identificiert, zugleich aber hervorhebt, dass *Melania longissima Mstr.* in der Zeichnung bei Münster unrichtigerweise zu tief eingeschnittene Nähte zeigt. *Melania longissima Mstr.* und Laube's *Chemnitzia longissima Mstr.* dürften demnach zwei wohl zu unterscheidende Species sein.

Chemnitzia subcolumnaris Mstr.

Als Steinkern vorhanden. Die Spitze fehlt; ebenso ist die Mündung nicht sichtbar. Stimmt nach den Windungsverhältnissen mit Laube's Fig. 21, Tafel XXIII.

Chemnitzia subscalaris Mstr.

Da nur ein schlechter Hohldruck vorhanden und der Kittabdruck demgemäss nicht besonders deutlich sich gestaltet, ist die Bestimmung unsicher.

Chemnitzia trochiformis Klipst.

Nur als Hohldruck vorhanden, aber sehr deutlich und vollständig (Fig. 15). Aehnelt Laube's Fig. 12, Tafel XXIII, also *Niso pyramidalis d'Orb.*, unterscheidet sich jedoch davon dadurch, dass die Mündung nicht oval abgerundet, wie Laube dafür anführt, sondern, wie am besten am Hohldrucke selbst wahrzunehmen, oval, vorne sehr charakteristisch ausgegossen ist [3]). Auch sind, abweichend davon, die Nähte bei unserem Exemplare sehr deutlich ausgeprägt. In allen diesen Beziehungen und auch in Form und Zahl der Windungen und insbesondere auch durch die stumpfe Kante in der Mitte des letzten Umganges ist unsere Form vollkommen übereinstimmend mit *Chemnitzia trochiformis Klipst.* aus den Esinoschichten [4]). Trotzdem bei dieser die letzte Windung etwas höher ist, dürften beide daher wohl als identisch aufzufassen sein.

---

[1]) Vergl. Gustav C. Laube, Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Wien 1865.
[2]) Siehe Beiträge IV, pag. 95, Tab. IX, Fig. 24.
[3]) Vergl. Zittel, Handbuch d. Paläontologie. pag. 235.
[4]) Vergl. A. Stoppani, Les petrifications d'Esino (Paléontologie Lombarde). Taf. 7, Fig. 18, pag. 29.

Dimensionen: Länge 18 Millimeter, Dicke der letzten Windung 9 Millimeter.

Euomphalus sphaeroidicus Klipst.

Charakteristischer Steinkern in einem ganz von Gasteropoden, zumeist ähnlichen, aber unbestimmbaren Formen erfüllten Handstück des Schlern-Dolomites vom Aalthale im SO. von Neumarkt. Nach Form, Oberflächenbeschaffenheit und Windungsverhältnissen übereinstimmend mit Laube's Fig. 12, Tafel XXV.

Dimensionen: Scheibendurchmesser 5·5 Millimeter, Nabelweite nicht bestimmbar.

Holopella Lomelii Mstr.,

conform mit Laube, Tafel XXIV, Fig. 5, also mit der gekielten Varietät. Gekennzeichnet durch den Kiel in der Mitte der Windungen, der aber weniger deutlich auf unserem Kittabdruck, als auf dem natürlichen Hohldruck selbst hervortritt.

Holopella Lomelii Mstr.

ebenfalls nur als Hohldruck vorhanden. Der Kittabdruck stimmt der Form und Anzahl der Windungen (die aber auf dem Abdrucke nicht alle zur Geltung gelangen) sowie auch nach der Gestalt der Mündung am besten überein mit Laube, Tafel XXIV, Fig. 7, also mit der runden Varietät.

Nerita sp.?

Steinkern eines Gasteropoden, ausgezeichnet durch eine geringe Anzahl von Windungen (kaum zwei!) und durch einen aufgeworfenen, aussen fast halbkreisförmigen Mundrand. Stimmt in der Form vollkommen überein mit dem nur etwas grösseren Steinkernen von *Nerita Zetteli Schlosser* aus dem Kehlheimer Diceras-Kalke [1]). Die Bestimmung als *Nerita* dürfte deshalb als nicht zu gewagt erscheinen.

Niso subconica d'Orb.;

nur als Hohldruck vorhanden. Die Spitze und die letzte Windung, also auch die Mündung fehlen. Stimmt in den Windungsverhältnissen noch am besten mit Laube's Fig. 3, Tafel XXIV.

Turbo sp.?

Hohldruck vom Gipfel des Cislon. Der Kittabdruck lässt drei rasch an Grösse zunehmende, runde Windungen erkennen, deren Oberfläche keine Ornamentierung zeigt. Mündung nicht sichtbar.

Dimensionen: Höhe 7·5 Millimeter, Durchmesser 9 Millimeter.

c) Bivalven.

Avicula cislonensis Polifka; Tafel VIII, Fig. 3 u. 4.

Die Schale ist schief-rhomboidal, gleichklappig, der vordere Flügel kurz und spitz, mit einer markierten Kante versehen, geschweift, vom Rücken

[1]) Vergl. Schlosser, Die Fauna des Kelheimer Diceras-Kalkes in der Paläontographica von Dunker und Zittel, pag. 93, Taf. XIII, Fig. 8.

durch eine charakteristische Furche abgesetzt, die tief unter dem Wirbel hinabreicht und denselben von der Schale abhebt; der hintere Flügel ist ebenfalls durch eine Furche vom Rücken deutlich abgesetzt und geht in einen langen Fortsatz aus. Der Wirbel ist ziemlich spitz, kaum über den geraden Schlossrand vorstehend. Nach Spuren am Kittabdruck eines Hohldruckes dürfte die Schale mit feinen concentrischen Streifen versehen sein.

Unsere Form nähert sich am meisten der *Avicula Gea d'Orb.* von St. Cassian (Laube, pag. 50, Tab. XVI, Fig. 9 *b*), unterscheidet sich aber davon durch die scharfe Abgrenzung des vorderen Flügels vom Rücken, durch die geringere Schweifung desselben und durch die viel bedeutendere Länge des in eine lange, schmale Spitze ausgezogenen Hinterflügels. Wir bilden zwei Exemplare ab; einen schönen Steinkern, dessen Wirbelspitze nur etwas beschädigt ist (Fig. 3 *a* u. *b*) und den Kittabdruck einer Hohlform eines anderen Handstückes (Fig. 4).

Dimensionen des grösseren, abgebildeten Exemplares (Fig. 3 *a*): Breite gemessen am Schlossrande 16 Millimeter; grösste Breite gemessen unterhalb der Flügel 8 Millimeter; Höhe vom Wirbel schief gemessen 10 Millimeter.

Avicula mytiliformis Stopp.

Nur durch eine rechte Schale vertreten. Diese ist oval, schief, länger als breit, mässig gewölbt, mit deutlichen Zuwachsstreifen versehen, die sich an der Grenze jeder Wachsthumsperiode, wenigstens theilweise rippenartig gestalten. Wirbel gerundet, in die Wölbung der Schale übergehend, die sich ihrerseits wieder gegen den Schlossrand verflacht. Letzterer ist lange und gerade und setzt sich nach hinten in ein etwas vorspringendes Ohr fort, dessen Schweifung der Form der Zuwachsstreifen entspricht.

Das vordere Ohr und auch andere Verhältnisse konnten wegen des innig umschliessenden Gesteins nicht wahrgenommen werden.

Unsere Art ähnelt im Habitus und auch in Grösse am meisten der *Avicula mytiliformis Stopp.* von Esino [1]). Erstere ist jedoch stärker gewölbt, der Wirbel runder, das hintere Ohr, welches bei *Avicula mytiliformis* nur angedeutet ist, ist hier gegenüber dem Schalenrand etwas vorspringend; das vordere Ohr, das bei *Avicula mytiliformis* gänzlich fehlt, ist auch hier, vielleicht des umschliessenden Gesteins wegen nicht wahrnehmbar. Ausserdem ist unser Exemplar schmäler als Stoppani's Form. In letzter Beziehung nähert es sich der auch in der Form ähnlichen *Avicula caudata Stopp.,* mit der sie vielleicht auch das Vorhandensein des vorderen Ohres gemeinsam hat, das hier jedoch wie auch das rückwärtige in jedem Falle bedeutend länger ist. Auch ist *Avicula caudata* flacher und der Wirbel ist spitzer als bei unserer *Avicula.* Trotz alledem dürfte jedoch unsere Form mit einer dieser beiden Esino-Formen zusammenfallen.

Dimensionen: Die Länge des einzigen Exemplares (Steinkern) beträgt, soweit bestimmbar, am Schlossrande 17·5 Millimeter, ebenso unter den Flügeln. Die grösste Breite (Höhe) 10·5 Millimeter.

[1]) Vergl. A. Stoppani, Les petrifications d'Esino, pag. 91, Taf. 18, Fig. 16 und 17.

Cassianella cislonensis Polifka; Taf. VIII, Fig. 5*a* u. *b*.

Nur ein kleiner Theil der gewölbten, linken Schale mit dem stark eingerollten, nach vorne geneigten Wirbel ist erhalten. Nichtsdestoweniger ist die Charakterisirung durch das typische Hervortreten der einzelnen Merkmale ohne Schwierigkeit möglich. Unsere Art kann noch am besten mit einigen *Cassianer*-Formen verglichen werden. Sie nähert sich am meisten der *Cassianella euglypha Laube* (siehe Laube: Tab. XVII, Fig. 4*b*). Wie bei dieser Art ist der Wirbel, der aber, wie wir gleich erwähnen wollen, etwas weniger spitz ist, stark eingerollt und kantig. Diese Kanten werden durch den Abfall gebildet, den die zwei den Wirbel beiderseits begrenzenden Rippen zu den Flügeln der Schale hin erleiden. Umgekehrt aber wie *Cassianella euglypha* ist jedoch bei unserer Art die vordere Rippe scharf und die rückwärtige stumpf. Zwischen beiden Rippen, und zwar näher zur vorderen hin verläuft übereinstimmend mit *Cassianella euglypha* eine breite, seichte Längsfurche. Letzteres ist übrigens auch der Fall bei *Cassianella decussata Mstr.* (vergl. Laube: Tab. XVII, Fig. 2*a* u. 2*c*) mit der unsere Form auch die scharfe vordere und stumpfe hintere Wirbelkante gemeinschaftlich hat.

Die Oberfläche der Schale scheint, wie bei *Cassianella euglypha* jedoch mit gröberen Querfalten versehen zu sein, da nahe am Bruchrande des vorhandenen Schalenfragmentes 2—3 ziemlich entfernt stehende Querwülste zu bemerken sind. Von Längsfalten, wie sie für *Cassianella decussata* charakteristisch sind und die bei *Cassianella euglypha* zusammen mit der queren Streifung die feine, regelmässige Gitterung erzeugen, ist nichts wahrzunehmen.

Dimensionen: Die Grössenverhältnisse konnten leider nicht genau gemessen werden, scheinen jedoch mit den von Laube für *Cassianella euglypha*, angegebenen ziemlich übereinzustimmen.

Corbula nucleiformis Polifka; Taf. VIII, Fig. 6*a* u. *b*.

Nur der Hohldruck der linken Schale ist vorhanden, von dem der Kittabdruck Fig. 6 stammt.

Die kleine, ovale, gewölbte, vorn gerundete, hinten mehr abgestutzte Schalen, welche mit concentrischen Anwachsstreifen versehen ist, zeichnet sich durch ihre Kürze bei mässiger Höhe aus. Ebenso dadurch, dass die Kante, die bei *Corbula* gewöhnlich vom vorragenden Wirbel nach rückwärts und zum Bauchrande der Schale verläuft, sehr schwach angedeutet ist. In dieser Beziehung und auch in Form, Grösse und äusserer Textur ähnelt sie sehr der tertiären und auch noch recenten *Corbula nucleus Lam.* aus dem Wiener Becken [1]). Unsere Form ist jedoch etwas länger als hoch, während bei *Corbula nucleus* die Distanz vom Wirbel zum Bauchrande, die Längendimension übertrifft.

Dimensionen: Länge 13 Millimeter, Höhe 11 Millimeter, Dicke (der linken Schale allein) 4·5 Millimeter.

---

[1]) Vergl. Naumann, Geognosie, Vol. II, pag. 1065, Tab. 68, Fig. 16.

Corbula sp.?

Nur als Hohldruck vorhanden. Der Kittabdruck zeigt eine vollständige, linke und den vorderen Theil der dazugehörigen rechten Schale in der ursprünglichen Lage zu einander, nur geöffnet. Dem Habitus nach dürften diese kleinen, ovalen Schalengebilde, die namentlich am Bauchrande schöne, concentrische Anwachsstreifen zeigen und auch einen deutlichen, etwas einwärts gerollten Wirbel besitzen, wohl zu *Corbula* gehören.

Dimensionen: Länge 9·6 Millimeter, Höhe 8·9 Millimeter.

Lima cislonensis Polifka; Taf. VIII, Fig. 7.

Steinkern. In der schief ovalen Form der mässig gewölbten, kaum geohrten Schale der *Lima subpunctata d'Orb* aus den St. Cassianer Schichten (vergl. Laube, pag. 72, Taf. XX, Fig. 1) sehr nahestehend, die jedoch von unserer Form bedeutend an Grösse übertroffen wird. Allein abgesehen davon, dass auch sonst von Homologien, wie z. B. von den bei *Lima subpunctata* mit der Loupe auf der Schale zu sehenden punktierten Radiallinien auf dem Steinkerne begreiflicherweise nichts wahrzunehmen ist, unterscheidet sich unsere Art schon dadurch, dass sie vorne noch kürzer ist, als die seltene *Lima subpunctata*, die, wenn auch kleine, doch immerhin deutliche Ohren besitzt, wärend sie hier gänzlich zu fehlen scheinen.

Dimensionen: grösste Länge 39 Millimeter, grösste Breite (Höhe) 27 Millimeter.

Lima cf. costata Mstr.

Steinkernfragment in einem Schlerndolomit-Rollstück des Predaja-Baches, gefunden beim Abstiege vom Fennhals. In der Form des Wirbels, sowie auch in der Zahl der Rippen (10—12) übereinstimmend mit *Lima costata Mstr.* aus dem Muschelkalke von Bayreuth [1]). Das kleine dreieckige Ohr letzterer ist, wie mit einiger Gewissheit zu sagen, auch bei unserem Exemplare vorhanden, aber augenscheinlich abgebrochen.

Lima sp.?

Steinkernfragment mit entfernt stehenden Anwachsstreifen. Die Spitze ist weggebrochen. Dem Habitus nach eine *Lima.*

Megalodon sp.? Taf. VIII, Fig. 8 *a* und *b*.

Der Steinkern lässt eine deutliche concentrische Streifung erkennen.

Dimensionen: Breite (Länge) 17 Millimeter, Höhe 17 Millimeter.

Megalodon?

Steinkern von der Grösse des letzteren; zum grossen Theile vom dolomitischen Muttergestein umschlossen.

---

[1]) Vergl. A. Goldfuss, Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten Deutschlands. Tab. 100, Fig. 2 und die Beschreibung.

Mytilus cf. vomer Stopp., Taf. VIII, Fig. 9.

Schale fast gleichseitig, länglich, keilförmig, vorne gekrümmt. Wirbel spitz, am sehr verschmälerten, krummen Vorderende der Schale. Schlossrand zahnlos, linear, ebenso der Unterrand. Hinterrand stark abgerundet, theilweise leicht geschweift. Schale mässig dick mit stark vortretenden Zuwachsstreifen.

Sonstige Charaktere sind nicht wahrzunehmen.

Aehnelt anscheinlich dem *Mytilus eduliformis Schlotheim* [1]), ist jedoch davon wohl zu unterscheiden. Unsere Art ist viel flacher und breiter, im Umriss mehr abgerundet und auch spitzer als *Mytilus eduliformis*. Letzterem Umstande nach könnte man sie geradezu als geschnäbelt bezeichnen, umsomehr, als auch die Spitze eine von der Flucht der beiden, beiläufig von der Mitte der Schale an sonst ziemlich geradlinigen Schalenränder abweichende Richtung hat. Auch sonst weicht unsere Art noch von *Mytilus eduliformis* durch den Hinterrand ab, der, abgesehen von einer wenig ausgedehnten Wellenbiegung (Schweifung), im Dreiviertelkreis verläuft und sich allmälig an die oben erwähnten, geradlinigen Schalenränder anschliesst.

Die einzige uns vorliegende (linke) Schalenhälfte ist mit der Innenfläche aufgewachsen, sonst aber bis auf die Spitze, die von der Schale entblösst ist und den Steinkern hervortreten lässt, vollständig erhalten. Auf ihrer ganzen Oberfläche sieht man die breiten, concentrischen, rippenartigen Anwachsstreifen, die, langgezogenen Wellenbergen und Wellenthälern nicht unähnlich, dem runden Schalenrande entsprechen, auch parallel der oben erwähnten Schweifung des letzteren verlaufen und im unteren Drittel ihrer Erstreckung sich plötzlich umbiegen, um am unteren, geraden Schalenrand zu enden. Durch diese Anwachsstreifen und die mehrfach erwähnte Schweifung des Schalenrandes unterscheidet sich unsere Form auch von *Mytilus vomer Stopp.* aus den Esinoschichten (vergl. Stoppani, pag. 89, Pl. 18, Fig. 2), dem sie in Form und Grösse sonst wohl am nächsten steht; indess ist unsere Form nicht nur auch viel flacher, sondern auch spitzer als *Myt. vomer*. Nichtsdestoweniger ist es nicht unmöglich, dass späterhin nach der Auffindung reicheren Materiales, als uns zu Gebote steht, beide Formen identificirt werden können.

Dimensionen: Länge 38 Millimeter, grösste Breite 25 Millimeter.

Mytilus sp.?

Bruchstück, etwa die Hälfte der linken Klappe. Nahe der Spitze bemerkt man feine, concentrische Anwachsstreifen.

Pachyrisma sp.?

Der Steinkern lässt eine concentrische Streifung erkennen. Derselbe weicht von beiden St. Cassianer Formen, nämlich von *P. rimosum Mstr.* und auch von *P. rostratum Mstr.* ab (vergl. Laube, Taf. XV, Fig. 9). Der stumpfe Kiel jedoch, der vom Wirbel zum Hinterrand der Schale verläuft, ist immerhin hart an der Grenze des umschliessenden Muttergesteines leicht wahrzunehmen.

[1]) Vergl. Schlotheim, Petrefactenkunde, pag. 299, und Quenstedt, Petrefactenkunde, pag. 791, Taf. 62, Fig. 3.

Dimensionen: Die Breite (Länge) beträgt 14 Millimeter, die Höhe 12·8 Millimeter.

Pecten cf. subalternans d'Orb., Taf. VIII, Fig. 10 *a* und *b*.

Steinkern. Abgesehen von der bedeutenderen Grösse übereinstimmend mit *Pecten subalternans d'Orb* (vergl. Laube, Fig. 4, Taf. XX).

Dimensionen: Grösste Breite (Länge) 16·5 Millimeter, Breite über die Ohren 8·5 Millimeter, Höhe 16·5 Millimeter.

Pecten cislonensis Polifka; Taf. VIII, Fig. 11 *a* und *b*.

Ein Steinkern und Kittabdrücke von Hohlformen vorhanden.

Die Schale ist mässig gewölbt, schief dreieckig, mit gerundetem Bauchrande, der sich mit stumpfen Winkeln an die geraden, seitlichen Schalenränder anschliesst. Der Wirbel ist stumpf, gerundet. Auf der Oberfläche (vergl. Fig. 11 *b*) ist die Schale mit zahlreichen, stärkeren Radialrippen geziert, zwischen welchen je zweien sich ziemlich regelmässig eine schwächere einschaltet. Ueber die Radialrippen laufen feine concentrische, gleich weit von einander abstehende Streifen, wodurch die Schale eine regelmässige Gitterung erhält. Die Ohren sind ansehnlich, an Grösse ungleich, und zwar das vordere kürzer, das hintere länger. Von einer Streifung auf denselben ist auf dem Steinkerne nichts wahrzunehmen.

Nach alledem sieht unsere Form dem *Pecten subalternans d'Orb* (vergl. Laube, pag. 69, Taf. XX, Fig. 4) von St. Cassian wohl ähnlich, unterscheidet sich jedoch davon durch die bedeutendere Grösse, durch die mässige Wölbung und durch die etwas schief dreieckige Form der Schale, ferner durch den stumpfen Wirbel und durch die grosse Zahl der primären Radialrippen.

Dimensionen: Grösste Breite (Länge) 24 Millimeter, Breite über die Ohren 14 Millimeter, Höhe 29 Millimeter.

d) Brachiopoden.

Rhynchonella tetractis Loretz; Taf. VIII, Fig. 12 und 13.

Unsere Exemplare, ein vollständiges und eine Bauchklappe, stimmen vollkommen mit der Loretz'schen Beschreibung der von ihm in den Muschelkalkbänken des Bergrückens zwischen Ausserprags und dem Pusterthale (Alpiner Muschelkalk 3. Stufe!) gefundenen zwei Exemplare überein.[1])

Die Schale ist im Allgemeinen fast fünfseitig, mit der grössten Breite im untersten Drittel. Die Bauchklappe besitzt an ihrem Vorderende eine Einbuchtung, an der sich eine breite, seichte Furche anschliesst, die sich allmählig verschmälernd, bis in die Schnabelspitze verfolgen lässt. Auf beiden Seiten dieser Medianfurche, dieselbe begrenzend, zieht je eine vorspringende Rippe entlang, die sich ebenfalls bis in die Schnabelspitze erstreckt. Dasselbe ist der Fall bei jenen

[1]) H. Loretz, Einige Petrefacten der alpinen Trias aus den Südalpen, in der Zeitschr. d. Deutschen geologischen Gesellschaft, Jahrg. 1875, pag. 800, Taf. XXI, Fig. 4.

beiden fast ebenso deutlichen Rippen, deren je eine nahe am Rande des entsprechenden Seitentheiles von der Stirn der Schale angefangen ihren Verlauf nimmt. Im Ganzen sind demnach vier beinahe gleich starke Radialrippen und dazwischen drei ziemlich gleich breite Furchen wahrzunehmen, von denen die mittlere die tiefste ist. Ganz entsprechend finden sich auf der Rückenklappe vier vom Wirbel entspringende Radialrippen mit drei mit denen der grossen Schale correspondierenden Furchen. Sonstige Sculpturen sind nicht wahrzunehmen. Der Schnabel ist ansehnlich um- und etwas eingebogen; daher ist keine Oeffnung sichtbar. Die Spitzen beider Klappen liegen hart auf einander. Schloss- und Seitenkanten bilden eine bogenförmige Rundung.

Vom Armgerüste ist auch bei unseren Exemplaren leider nichts wahrzunehmen.

Dimensionen der beiden abgebildeten Exemplare:

	I.	II.
Länge vom Vorderrande zum Schnabel	5·5 Mm.	6 Mm.
Grösste Breite	5 „	5·8 „
Dicke	unbestimmbar	4 „

Rhynchonella quadriplecta Mstr., Taf. VIII, Fig. 14.

Nur die Bauchklappe ragt aus dem umschliessenden Gestein hervor. Unsere Form stimmt noch am besten mit Laube's Fig. 4 *c*, Tab. XIV (vergl. auch pag. 26), allein es sind auch hier noch einige Differenzen wahrzunehmen. Die Schale ist stark aufgebläht und der Umriss derselben fünfseitig, gerundet. Abweichend von der Beschreibung nach Laube und den Angaben von Loretz (pag. 823) ist der am vorderen Rande befindliche Sinus, von dem die Medianfurche aufsteigt, deutlich erkennbar. Ebenso weicht der vorgezogene, spitze, umgebogene Schnabel darin ab, dass er von der in seiner Umgebung besonders gewölbten Schalenpartie durch eine ringsum laufende Einschnürung geschieden erscheint. Auch zeigen die Seitentheile der Bauchklappe nicht nur eine schwache Neigung zur Faltenbildung, sondern es ist jederseits neben den die Medianfurche in ihrer ganzen Ausdehnung begrenzenden Wulst noch eine kaum schwächere Falte von derselben Länge wahrzunehmen, so dass sich jederseits eine Doppelfalte vorfindet. deren bis zum Schnabel zu verfolgende Trennungsfurche etwa halb so breit ist als die Medianfurche. Uebrigens sind sowohl im Gebiete der letzteren als auch auf den Flanken der beiderseitigen Doppelfalten schwache, gegen die Schalenränder verschwindende Falten wahrzunehmen, ebenso der ganze Habitus dem von *Rhynchonella quadriplecta* gleich, so dass wir und namentlich auch mit Rücksicht auf unser äusserst beschränktes Material nicht anstehen, unser Exemplar mit letzterer Art zu identificieren.

Dimensionen: Länge 5 Millimeter, Breite 4·5 Millimeter, Dicke nicht eruirbar.

Endlich sei noch erwähnt, dass viele unserer Handstücke ganz erfüllt sind mit *Diplopora annulata Schafh.* und mindestens noch einer anderen nicht näher bestimmbaren Art.

Zusammenfassend haben wir demnach:

Chemnitzia longissima Mstr.
" subcolumnaris Mstr.
" subscalaris Mstr.
Euomphalus sphaeroidicus Klipst.
Holopella Lomelii Mstr.
Niso subconica d'Orb.
Pecten cf. subalternans d'Orb.
Rhynchonella quadriplecta Mstr.,

also acht Species, hauptsächlich Gastropoden, übereinstimmend mit Cassianer Formen. Darunter sind jedoch zwei Formen, nämlich *Chemnitzia subscalaris Mstr.* und *Pecten cf. subalternans d'Orb.* unsicher, insoferne als erstere nicht genau bestimmt werden konnte und letztere möglicherweise eine neue Species ist.

Chemnitzia trochiformis Klipst.
Avicula mytiliformis Stopp.
Mytilus cf. vomer Stopp.,

also drei Formen sind identisch mit Esino-Species.

Diplopora annulata Schafh. und *Diplopora sp.?*

finden sich massenhaft sowohl in den Cassianer als auch in den Esino-Schichten. Bei:

Ceratites sp.	*Corbula sp.*	*Megalodon?*
Nerita sp.	*Lima sp.*	*Mytilus sp.*
Turbo sp.	*Megalodon sp.*	*Pachyrisma sp.*

konnte natürlich über Beziehungen zu anderweitigen Lagerstätten nicht entschieden werden, doch findet sich Aehnliches mit *Lima sp.* bei Laube (Fauna von St. Cassian) nicht vor und weicht *Pachyrisma* von beiden Cassianer Formen ab.

Norites gondola Mojs. wird bereits in der Zone des *Ceratites trinodosus* (ob. alp. Muschelkalk) angetroffen.

Trachyceras recubariense Mojs. liegt schon in den Buchensteiner Schichten (ob. alp. Trias, Zone des *Trachyceras Reitzi Mojs.*).

Lima costata Mstr. ist aus dem deutschen Muschelkalk bekannt.

Rhynchonella tetractis fand Loretz in seinem alpinen Muschelkalk 3. Stufe (= ob. alp. Muschelkalk).

Als neu haben wir, da sich in der einschlägigen Literatur nichts Aehnliches vorfand, fünf Formen beschrieben, nämlich: *Avicula cislonensis, Cassianella cislonensis, Corbula nucleiformis, Lima cislonensis* und *Pecten cislonensis*.

Als Endergebniss letzter Betrachtung sehen wir daher, besonders nach Erwägung der Umstände, dass einerseits *Trachyceras recubariense* eine häufige Erscheinung der Buchensteiner Schichten ist, ferner andererseits die erwähnten anderweitigen Lagerstätten von *Norites gondola, Lima costata* und *Rhynchonella tetractis* den oberen Lagen des Muschelkalks entsprechen, eine Bekräftigung der Ansicht von Mojsisovics[1]), dass

[1]) v. Mojsisovics, Die Dolomitriffe, pag. 134.

der Cislon-Dolomit theils zum Muschelkalk (zur Zone des *Ceratites trinodosus*), theils zur Zone des *Trachyceras Reitzi Mojs.* (Buchensteiner Schichten) zu zählen sein dürfte. Die angeführten Cassianer Formen würden aber dann darauf hindeuten, dass für die Cassianer Fauna, wenigstens zum Theile, der Ursprung in viel tieferen Horizonten zu suchen ist.

Schliesslich fühlt es der Autor noch als seine angenehme Pflicht, Herrn Prof. M. Neumayr, der ihm bei dieser seiner Erstlingsarbeit auf paläontologischem Gebiete stets hilfreich zur Seite stand, seinen innigsten Dank auszusprechen.

Beiträge zur Kenntniss der Erzlagerstätten von Moravica und Dognacska im Banat

und Vergleichung derselben mit den schwedischen Eisenerzlagerstätten.

Von Hj. Sjögren.

„Man lasse Jedem das Seine, was ihm die Natur nach Beschaffenheit, Oertlichkeit, nach Umständen und Zeit zukommen liess, und darum auch dem Glimmerschiefer und seinen eingeschlossenen Kalksteinen die ihnen gebührende Erzführung!"

J. Grimm. (Zur Kenntniss des Erzvorkommens bei Rodna; Bg. u. Hüttenm. Jahrbuch, Bd. XIX, pag. 191.)

Der Zweck dieser Abhandlung ist, die grossen Aehnlichkeiten hervorzuheben, welche zwischen den im Titel erwähnten banatischen Erzlagerstätten und einem Theile der schwedischen vorhanden sind. Dass solche Aehnlichkeiten wirklich bestehen, hoffe ich im Folgenden klar darlegen zu können, obgleich die fraglichen banatischen und die schwedischen Eisenerze bis dahin als Bildungen ganz ungleicher Art betrachtet wurden, erstere nämlich als Contactbildungen, letztere als Lager. Es schien mir, als könne ein solcher Vergleich von einigem Interesse sein, sowohl für die Geologen des einen als des anderen der beiden Länder, und möglicherweise auch von Werth für die weitere Entwicklung der Ansichten, welche man an verschiedenen Orten über die Bildung dieser und ähnlicher Erze hegt. Diese Ansichten gehen gar zu weit auseinander, als dass man sie einander anpassen könnte. Dass ich bei der Deutung der Genesis der banatischen Erzlagerstätten versucht habe, die Ansichten geltend zu machen, die allgemein in Schweden herrschen, möchte Niemanden verwundern.

In dem Folgenden soll also vorerst eine Darstellung der Erzlagerstätten bei Moravica und Dognacska mitgetheilt werden, welche sich theils auf persönliche Beobachtungen während eines dortigen Aufenthaltes im August 1883 gründet, theils auf das Studium der darauf bezüglichen, freilich nicht besonders weitläufigen Literatur. Die Zeit, welche mir zu Untersuchungen an Ort und Stelle übrig blieb, war freilich kürzer als wünschenswerth gewesen, aber doch, wie ich hoffe,

immerhin genügend, um keinen wesentlicheren Zug in dem Charakter dieser interessanten Vorkommnisse unberücksichtigt zu lassen; meine Kenntniss der schwedischen Eisenerze kam mir hierbei gut zu Statten, und ermöglichte es mir, in so verhältnissmässig kurzer Zeit in die Sache einzudringen. Zahlreiche Proben sowohl von den Erzlagerstätten selbst als von den sie umgebenden Gesteinen sind nach der Heimkehr von mir im Dünnschliffe untersucht worden; diese Untersuchungen konnte ich dadurch noch mehr ausdehnen, dass ich von dem Herrn Ingenieur C. Kukuk aus Moravica überdies reiche Folgen von Mineralien sowie Gesteinen erhalten hatte.

In der zweiten Abtheilung werde ich eine kurze Skizzirung der schwedischen Eisenerzlager geben, wobei ich auf die in die Augen fallenden Aehnlichkeiten aufmerksam machen möchte, welche die banatischen Erze mit diesen gemeinsam haben, ganz besonders mit denjenigen vom Typus „Persberg“. Zum Schlusse kommen die in der Literatur herrschenden Ansichten über die banatischen Eisenerze in Kürze zur Erörterung und werden vom Standpunkte des Verfassers kritisch beleuchtet, wobei auch die Gründe dargelegt werden, welche für eine mit den schwedischen analoge Bildungsart zu sprechen scheinen.[1])

I. Moravica und Dognacska.

Ein Blick auf die beifolgende Karte dieser Erzlagerstätten (siehe pag. 626) wird es einem Jeglichen klar machen, dass die Erze nebst ihrer Lagerart an die Zone von krystallinischem Kalkstein gebunden sind, welche quer durch das Gebiet geht.

Diese Kalkzone, welche sich vom Dorfe Kalina im S. bis nahe an Ezeres im N. erstreckt, hat eine Länge von 17 Kilometer bei einer Breite, die zwischen 50—1000 Meter abwechselt. Ihre Orientirung ist hauptsächlich N. 25° O.; doch läuft dieselbe nicht in völlig demselben Streichen die ganze Strecke hindurch. An drei Stellen ist die Kalksteinzone durch Erosionsthäler unterbrochen und ein dioritartiges eruptives Gestein (von welchem unten Näheres) ist am Grunde dieser Thäler blossgelegt. Die Kalkzone ist von archäischen Schiefern umgeben, welche zu beiden Seiten unter dieselben einfallen, so dass das Fallen an der Ostseite der Kalkzone westlich und an der Westseite östlich ist. Das Fallen der Gneissschicht variirt gewöhnlich zwischen 40—70°, kann jedoch noch grösser werden, so dass an einigen Stellen eine Ueberkippung stattfindet. Indessen geht überall deutlich hervor, dass die Schichten des Gneiss eine synclinale Stellung haben, indem der Kalk

[1]) Verfasser möchte diese Gelegenheit benützen, öffentlich der Direction der k. k. priv. Staats-Eisenbahngesellschaft in Wien seinen aufrichtigen und tiefgefühlten Dank auszusprechen für die liberale und kräftige Förderung seiner Reise durch gütige Vermittlung des Herrn Generalsecretärs Weinberger; ferner der Oberverwaltung der Banatdomänen in Reschitza, dem Herrn Oberingenieur Hammerack in Moravica und dem Herrn Oberingenieur Huss in Oravicza für viele werthvolle Aufklärungen und entgegenkommende Unterstützung während seines Besuches an diesen Orten. Herrn Ingenieur C. Kukuk hat Verfasser ausser für die genannte Sendung von Mineralien und Gesteinen aus Moravica und Dognacska noch für manche briefliche Aufklärungen, welche er ihm wiederholt mit der grössten Bereitwilligkeit auf gestellte Anfragen hat zukommen lassen, seinen Dank abzustatten.

in einer Mulde liegt. Längs dem grössten Theile seiner Ausdehnung ist dieser Kalkstein gegen die Schiefer von Lagerarten umgeben, welche aus Granat, Pyroxen und Amphibol bestehen und gleichsam eine Schale um den Kalk bilden. Diese Lagerarten schliessen ihrerseits die Erze in sich ein und haben eine veränderliche Mächtigkeit; im Allgemeinen kann man selbe zu 50—100 Meter angeben, hier und da steigt sie jedoch bis zu 300 Meter. Die Mächtigkeit dieser „Skarnlager" [1]) nimmt sowohl gegen N. als gegen S. ab.

Die verschiedenen geologischen Bildungen, welche das Terrain zusammensetzen, sind also: Die archäischen Schiefer, die Kalksteinzone mit ihren Lagerarten und Erzen, sowie der Quarzdiorit. Hierzu kommt noch eine grauwackenartige Bildung, etwas metamorphosirt und einem der paläozoischen Systeme angehörend.

Die archäischen Schiefer.

Ihrer petrographischen Natur nach sind diese ziemlich wechselnd. So wichtig deren Schichtfolge aber immerhin ist zum Feststellen des Zusammenhanges zwischen dieser und dem muldenförmig eingeschlossenen Kalkstein, so kann hier doch keine Auseinandersetzung derselben erfolgen. Die knapp zugemessene Zeit meines Besuches wurde hauptsächlich zum Studium der Erzlagerstätten selbst in Anspruch genommen, weshalb ich über die krystallinischen Schiefer nur zerstreute Beobachtungen mittheilen kann, nebst der Rechenschaft über die an ungefähr 10 Gesteinsstücken ausgeführten mikroskopischen Untersuchungen. Die Varietät, welche die grösste Ausbreitung hat, besteht aus einem hellen glimmerarmen Gneiss. Sie kommt zu beiden Seiten der Kalkzone südlich von Moravica vor. Sie ist hellgrau, feinkörnig, und in Folge ihrer geringen Quantität Glimmer ohne ausgeprägte Schieferigkeit. Unter dem Mikroskope zeigte sich dieser Gneiss als zu seinem hauptsächlichsten Theile aus Orthoklas und Quarz bestehend, mit entweder Biotit oder Muscovit, oder beiden, sammt accessorischem Magnetit. Der Orthoklas ist grösstentheils sehr feinkörnig oder griesig, im Allgemeinen nicht völlig frisch, sondern zufolge beginnender Kaolinisirung etwas grau opak. Kleine Körner von Plagioklas mit feiner Zwillungs-Streifung sind selten. Der Quarz kommt in Streifen oder parallel mit der Schieferrichtung ausgezogenen Körnern vor. Ein jeder solcher Streifen ist aus vielen verschieden orientirten Körnern zusammengesetzt, die mit unregelmässigen Contouren in einander greifen; in Reihen geordnete Flüssigkeitseinschlüsse sind zahlreich. Auch in der körnigen Feldspathmasse kommen einzelne Quarzkörner vor. Biotit tritt sparsam in feinschuppigen, unregelmässigen Aggregaten auf; Muscovit desgleichen sparsam, aber in grösseren Schuppen. Körner von Magnetit sind in gewissen Lagern zahlreich, während sie in anderen fehlen. Bisweilen erscheinen grössere Individuen von Orthoklas und Quarz verstreut in dieser feinkörnigen Grundmasse; die grösseren Orthoklaskörner sind mehr kaolinisirt als die zur Grundmasse gehörenden, was auf eine andere chemische Zusammensetzung

[1]) Unter „Skarn" versteht man in Schweden eine Lagerartmasse, die aus Pyroxen, Granat, Amphibol u. s. w. besteht und gewöhnlich das Erz umgibt und darin eingesprengt ist. Diese der Volkssprache entlehnte Benennung ist von den schwedischen Geologen angenommen worden.

hindeutet. Das Gestein ist im Allgemeinen leicht verwitternd und wird dann an Farbe heller. Feldspath macht wenigstens die Hälfte, mitunter Dreiviertel der ganzen Masse aus.

Welche Benennung man dem auf diese Weise charakterisirten Gesteine eigentlich geben sollte, dürfte einer Discussion unterworfen werden. Am nächsten entspricht es einem feinkörnigen, zweiglimmerigen Gneiss, obgleich man eingestehen muss, dass sein Aussehen wenig gneissartig ist, zufolge des unbedeutenden Glimmergehaltes und der wenig schieferigen Structur. Es Glimmerschiefer zu benennen, wie v. Cotta[1]) u. A. gethan haben, muss als höchst irreführend angesehen werden, indem das Gestein eine sehr geringe Quantität Glimmer enthält, dagegen aber gewöhnlich aus zwei Drittel Feldspath besteht. Die Frage über die Benennung vorerst bei Seite legend, wollen wir inzwischen die vollständige und in's Detail gehende Uebereinstimmung hervorheben, die zwischen besagtem Gesteine und denjenigen stattfindet, welche sich in Schweden als in erster Linie erzführend kundgethan haben und welche hier mit den Namen: Eurit, Granulit, Hälleflinta oder Hälleflintgneiss bezeichnet sind. Dass dieses Gestein, welches sich in Schweden vorzugsweise als den oberen Etagen des archäischen Systems angehörend erwiesen, sich auch vor den übrigen anderen krystallinischen Schiefern als Träger der meisten bedeutenderen Erzfunde gezeigt hat, ist jedem schwedischen Geologen hinlänglich bekannt. Um die petrographische Uebereinstimmung zwischen dem schwedischen Hälleflintgneiss und den bei Moravica und Dognacska vorkommenden krystallinischen Schiefern zu constatiren, braucht es nur der Anführung folgender Beschreibung von Törnebohm, dem hervorragendsten Kenner des schwedischen Hälleflintgneiss-Territoriums, von dem in Filipstads Bergslag bei Persberg vorkommenden Gestein, welches als vollständig typisch angesehen werden kann[2]):

„In seiner allgemeinsten Form ist das Gestein feinkörnig, bisweilen fast dicht, und besteht aus einer intimen Mischung von beinahe mikroskopischen Körnern aus Quarz und Feldspath — sowohl Orthoklas als Oligoklas —, erstere mitunter an Quantität überwiegend. Daneben ist in der Regel brauner Glimmer vorhanden, bald sparsam als kleine vereinzelte, dem blossen Auge kaum unterscheidbare Schuppen, bald in grösserer Menge, und dann streifenweise vertheilt. Ausser dem braunen Glimmer ist nicht selten auch etwas heller Glimmer vorhanden. Umfangreichere Streukörner von Quarz und Feldspath liegen oft in der dichteren Grundmasse eingesprengt. Der Farbe nach ist das Gestein meistens hellgrau, ab und zu etwas röthlich; durch Verwitterung wird es beinahe weiss und zugleich so lose, dass es mit Leichtigkeit zu feinem Sand zerrieben werden kann. Verhältnissmässig selten zeigt es deutliche Schichtung, gewöhnlich hat es nur eine mehr oder weniger ausgeprägte Schieferigkeit. Innerhalb des östlichen Theiles des Granulitfeldes beim Yngensee wird das Gestein im Ganzen etwas gröber, bisweilen nahezu rein gneissartig, ist aber doch durch gradweise Uebergänge nahe mit den mehr typischen Granuliten des Westens verbunden.“

[1]) v. Cotta, Erzlagerstätten im Banat und in Serbien. 1865.

[2]) Beschreibung zu Blatt Nr. 4 der „Geologisk öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges Bergslag“. 26—27. 1881.

Wie wir uns hieraus überzeugen können, ist die Uebereinstimmung zwischen diesem von Törnebohm als Granulit (Glimmergranulit) bezeichneten Gesteine von Persberg und dem von uns beschriebenen zweiglimmerigen feinkörnigen Gneiss von Moravica eine so vollständige, dass Törnebohm's Beschreibung Wort für Wort auf den letzteren angewandt werden kann. Diese Uebereinstimmung kann Niemand in Zweifel ziehen, der Gelegenheit gehabt hat, zwei Stücke dieses Gesteines aus den beiden verschiedenen Gebieten neben einander zu legen oder dieselben im Dünnschliff vergleichen zu können. Sowie der schwedische Hälleflintgneiss nicht immer einen scharf begrenzten petrographischen Charakter hat, sondern Uebergänge zu anderen Gesteinen, hauptsächlich zum Gneiss, aufweist (vergl. das Citat aus Törnebohm), so ist auch dies der Fall bei dem Vorkommen im Banat. Bei Moravica tritt nämlich innerhalb eines kleineren und keineswegs scharf begrenzten Gebietes ein vollkommener Gneiss auf. Dieser findet sich am Grunde der am nördlichsten liegenden der vorerwähnten Erosionsthäler, durch welche der Moravicabach fliesst, sowie auch an anderen Stellen in der Nähe. Makroskopisch zeigt er sich als ein grauer, regelmässig und deutlich geschichteter Gneiss mit mittelgrosser Schieferigkeit. Mitunter kommen grössere graue Feldspathaugen von 1 Centimeter Durchschnitt vor. Unter dem Mikroskope erweist er sich als dem vorher beschriebenen Gestein sehr ähnlich, nur mit reichlicherem Glimmer (fast ausschliesslich Biotit). Der Feldspath, der bis zu $^4/_5$ der Bestandtheile ausmachen kann, ist Orthoklas; als Seltenheit kommen einzelne Plagioklaskörner vor. Der Quarz tritt in gestreckten Körnern auf, aus mehreren kleineren Theilen zusammengesetzt. Der Biotit, welcher in deutlichen und einigermassen zusammenhängenden Lagern angeordnet erscheint, ist grün und braun, stark dichroitisch. Im Allgemeinen findet sich auch Magnetit vor, allein man vermisst ihn zuweilen. Als untergeordnete Einlagerung kommt in der Nähe von Moravica auch ein grüner Amphibolitschiefer vor, der, wie ähnliche, in archäischen Schiefern oft vorkommende Gesteine, eine unbedeutende Ausbreitung zu haben scheint.

Wie schon vorher darauf aufmerksam gemacht worden ist, ergibt sich die Lagerung der archäischen Schiefer in völliger Uebereinstimmung mit derjenigen der Kalkzone; das Streichen ist also circa N. 25 O. und das Fallen zu beiden Seiten unter den Kalk. Diesen Umstand, der von recht grosser Bedeutung für die Beurtheilung über Alter und Stellung des Kalkes zu den unzweifelhaft archäischen Schiefern ist, habe ich Gelegenheit gehabt, zu beiden Seiten der Kalkzone zwischen Moravica und Dognacska zu controliren. So ist es ebenfalls auf der „Geognostischen Karte der Banater Domäne“ angegeben, auf welcher man bei Johannisthal die entsprechenden Zeichen für Fallen und Streichen angeführt findet. Cotta und anderen Schilderern der dortigen geologischen Verhältnisse scheint dieser Umstand entgangen zu sein.

Im Zusammenhang mit den archäischen Schiefern gebührt es auch, die Aufmerksamkeit auf die grauwackeartigen Bildungen zu lenken, die an einigen Punkten in den Umgegenden Moravicas wie Dognacskas auftreten.

Ungefähr 2 Kilometer NNO. von dem Dorfe Moravica kommt an der Westgrenze zwischen der Kalkzone und dem gemeinen Gneiss

eine solche grauwackenähnliche Bildung vor. Sie wurde in den alten, nun verödeten Gruben Amelie und Krivan blossgelegt. Hinsichtlich dieser kann ich keine weiteren Angaben mittheilen, weil eben die nicht länger bearbeiteten Gruben keine Untersuchung zuliessen. Aus der Lage der Grauwacke an der Grenze zwischen Kalk und Gneiss dürfte man jedoch mit einiger Sicherheit den Schluss ziehen, dass die Grauwacke in ihrem Alter zwischen diesen beiden Bildungen liegt, älter als der Kalk, jünger als der Gneiss ist. Längs des übrigen Streichens der Kalkzone ist Grauwacke an keinem Punkte bekannt.

Eine grössere Ausdehnung hat die fragliche Bildung südlich von Dognacska in dem Thale, das vom grossen Rissova durchflossen wird. Dieses Thal erstreckt sich zwischen Dognacska und Wodnik, ungefähr 2 Kilometer südöstlich des erstgenannten Ortes und 4 Kilometer östlich von der Kalkzone. Da kommen alte Gruben mit Schwefelkies (die zur Beschickung beim Bleischmelzen angewandt werden) und silberführender Bleiglanz vor.

Weiter hinauf am Anfange des Rissovabaches auf der Wasserscheide bei Wodnik findet sich auch Brauneisenstein. Die Gesteine, welche die oben erwähnten Erze enthalten, sind ihrer petrographischen Beschaffenheit nach sehr wechselnd und können nicht so ohne Weiteres mit der Gneissbildung verglichen werden. Sie bestehen aus Glimmerschiefer, Talkschiefer, schwarzen bituminösen Thonglimmerschiefer und Hornstein oder Kieselschiefer. Das Streichen dieser Lager weicht auch wesentlich von dem des Gneisses ab, indem dasselbe circa N. 30° W. ist.

Die petrographische Beschaffenheit bei diesen ungleichartigen Lagern, sowie deren Lagerung gibt zu erkennen, dass man es hier mit einer anderen Bildung zu thun hat, als dem in der Gegend gemeinen Gneiss. Betreffs eines in der Nähe von Dognacska auftretenden Glimmerschiefers mag es jedoch unentschieden bleiben, welcher der beiden Bildungen, dem Gneiss oder der Grauwacke, er sich am nächsten anschliesst. Es ist ein typischer, dünnspaltender Glimmerschiefer, ziemlich dunkel gefärbt und mit kleinbuckeligen oder welligen Spaltebenen. Unter dem Mikroskope sieht man eine aus Feldspath und Quarz in feinkörniger Mischung bestehende Grundmasse. Der Glimmer (sowohl Biotit als Muscovit) ist in wellenförmig zusammenhängenden Streifen vertheilt. In der Quarzfeldspathmasse erscheinen eine Menge kleiner braunrother Granate, theils zusammengewachsen, theils in einheitlichen Krystallen von der Form ∞ O. Ein anderes accessorisches Mineral, das ebenfalls zahlreich vorkommt, bildet kleine gelbe Prismen und kann wahrscheinlich als Zirkon bezeichnet werden. Dieser Glimmerschiefer verhält sich also ähnlich den gewöhnlichen archäischen Glimmerschiefern.

Der Thonglimmerschiefer (Phyllit) von Dognacska ist dunkelgrau bis fast schwarz und zeigt eine homogene matte Spaltebene, die nur von zahlreichen kleinen weissen Glimmerschuppen unterbrochen wird. Unter dem Mikroskope ergibt sich eine aus schuppigen und strahligen Aggregaten zusammengesetzte Grundmasse, in welcher Quarzkörner zerstreut liegen; sie sind unregelmässig, aber nicht scharfkantig begrenzt. Aehnliche Körner von Orthoklas, beinahe opak durch Kaolinisirung, sowie hier und da eines von Plagioklas, kommen auch vor.

Zwischen diesen Körnern, von denen die meisten Quarz sind, breiten sich grüne Aggregate von Biotit wie Muscovit und Sericit aus, welche oft die Quarz- und Feldspathkörner umschliessen. Magnetit kommt blos als feiner Staub vor.

Unzweideutig klastische Structur kann man bei diesem Thonschiefer nicht wahrnehmen, gewisse Lager desselben tragen im Gegentheil durch die Entwicklung der weissen Glimmerblätter den Charakter eines krystallinischen Gesteins. An anderen Stellen tritt der Glimmer in den Hintergrund und in solchen Lagern habe ich unzweideutige Pflanzenabdrücke vorgefunden. Diese sind freilich allzu undeutlich, als dass sie eine nähere Bestimmung zuliessen, die organische Structur ist aber immerhin im Abdruck aufbewahrt und zeigt, dass man es nicht mit einem „Urthonschiefer" zu thun hat. Das Stück, in welchem die Pflanzenabdrücke vorkommen, stammt vom grossen Rissova.

Im Zusammenhang hiermit kommt ein Kieselschiefer oder Hornstein vor, schwarz, mit feinen sich schlängelnden helleren Lagern. Er ist völlig dicht, hat muscheligen Bruch, ist von feinen, schwarzen, querstrahligen Quarzadern durchsetzt und mit Schwefelkies imprägnirt. Unter dem Mikroskope sieht man, dass er aus einer äusserst intimen Mischung von krystallisirter und amorpher Kieselsäure, sowie aus unbestimmbaren dunkelgefärbten Substanzen, möglicherweise organischer Natur, besteht.

Das geologische Alter dieser letztskizzirten Bildungen festzustellen, muss genaueren Untersuchungen, die ohne Zweifel in Zukunft angestellt werden, überlassen bleiben. Auf der „Geognostischen Karte der Banater Domäne" von 1860 sind sie ohne Weiteres mit den übrigen krystallinischen Schiefern vereinigt. v. Schröckenstein[1]) trennte sie von diesen, indem er sie als „metamorphische Grauwacke" bezeichnete und stellte dieselbe unter die Bildungen des Steinkohlensystems. Sie mit diesem vereinen zu wollen, welches nur ein paar Kilometer östlich z. B. bei Vodnik und Lupak, mit bedeutender Mächtigkeit und ganz anderen petrographischem Charakter auftreten, möchte wohl kaum möglich sein. Abgesehen davon, dass die Gesteine des Carbonsystems an genannten Stellen vollkommen klastisch, während die Grauwacke- und Phyllitbildungen wenigstens halbkrystallinisch sind und sogar vollkommene krystallinische Glimmerschiefer enthalten, bestehen die tiefsten Lager der ersteren aus Conglomeraten, wohingegen die Thonschiefer der Grauwackebildungen auf einen völlig limnischen Charakter der Bildung hindeuten.

Im Vorbeigehen mag bemerkt werden, dass gleichartige Bildungen von solchem, bis auf Weiteres unbestimmten geologischen Alter an mehreren Punkten im Banat bekannt sind und dass diese im engsten Zusammenhang mit den untrüglich archäischen Schiefern auftreten, wenn es auch zweifelhaft sein muss, ob sie selber dahin gerechnet werden dürfen. Solche sind von Tietze vom Oraviczathale und der Drenkova[2]) erwähnt. In ihren „Aufnahms-Berichten für 1882" nennen

[1]) Geol. Verh. d. Banater Montandistrictes.

[2]) Geolog. und Paläontolog. Mittheil. aus d. südl. Theil d. Banater Geb. Stock. Jahrbuch d. G. R. A. 1872, pag. 35.

J. Böckh und L. v. Roth[1]) ebenfalls solche, und ersterer, der die krystallinischen Schiefer des Banates in drei Gruppen getheilt hat, führt diese, hauptsächlich aus Glimmerschiefer und Amphiboliten bestehenden Bildungen auf die beiden oberen Gruppen zurück.

Der krystallinische Kalkstein.

Es ist schon zur Erwähnung gekommen, dass sich eine Zone von Kalkstein mit hauptsächlicher Orientirung N. 25° O. und einer Länge von circa 17 Kilometern von Kalina im S. bis an die Nähe von Ezeres im N. erstreckt. Diese Kalkmasse ist zwar an einigen Punkten unterbrochen, der frühere Zusammenhang der Theile ist aber schon durch die Lage offenbar. Sie liegt rundherum von krystallinischen Schiefern begrenzt und hängt an keinem Punkte mit den jüngeren sedimentären Bildungen zusammen, welche weiter nach O. hin das Banater Gebirge einnehmen.

Es ist gleichfalls erwähnt, dass der Kalkstein muldenförmig in einer Falte der krystallinischen Schiefer, deren Lagerung völlig synklin ist, eingeklemmt liegt. Das Fallen an der Contactfläche erweist sich am besten aus den Profilen (siehe pag. 627), welche mit derselben Scala für Höhe und Länge entworfen sind. So sieht man, wie bei einer der nördlichsten Gruben, Sophia, das Fallen an beiden Seiten nach O. zu ist, dass also hier an der Ostseite Ueberkippung stattgefunden hat. Bei Eleonora und Paulus ist das Fallen beinahe vertical, während dasselbe mehr nach S. zu, auf dem Profil, das durch die Gruben Stephanie und Jupiter gelegt worden, ungefähr 45° von der Horizontalebene ist; noch weiter südlich bei Arpad hat der Contact ein Fallen von nur 25° und das Kalklager liegt hier ziemlich flach in den umgebenden Schiefern. Innerhalb des Gebietes der Erzlagerstätten variirt die Breite der Kalkzone von 30 Metern bei Sophia bis 650 Meter bei Ferdinandi.

Wenn man mit Hilfe der Profile versucht, die ursprüngliche Mächtigkeit des Kalklagers, das in dieser colossalen Falte eingeschlossen, zu entnehmen, was am leichtesten graphisch geschieht, indem man die Mächtigkeit des Kalkes winkelrecht gegen die Begrenzungsfläche misst, so findet man sehr ungleiche Zahlen an ungleichen Profilen. Dies beruht natürlicherweise weniger auf einer ungleichen Mächtigkeit des ursprünglichen Kalklagers an verschiedenen Punkten, als darauf, dass die Erosion und die Zusammenpressung ungleich gewirkt haben. Alle Zahlen sind also zu klein und nur die grösste kann von einigem Interesse sein. Diese erhält man aus dem Profil bei St. Archangel, welche dem ursprünglichen Kalklager eine Minimal-Mächtigkeit von 200 Meter gibt; die umliegende Rinde von Lagerarten ist hierbei ausser Berechnung geblieben.

Diese Berechnung gründet sich auf die Annahme, dass der Kalk concordant auf den krystallinischen Schiefern liegt. In Folge der Homogenität der Kalkmasse und der fehlenden deutlichen Schichtung ist es in der That schwer, die Concordanz an allen Punkten genau zu constatiren. Da wir aber früher gesehen haben, dass die muldenförmige

[1]) Jahresbericht der k. u. Geol. Anstalt für 1882

Vertiefung so beschaffen ist, dass die Ränder stellenweise senkrecht stehen oder dass sogar Ueberkippung stattfindet, so ist ohne weiteres klar, dass der Kalkstein sich nicht in dieser muldenförmigen Rinne hat bilden können, sondern dass derselbe sich abgesetzt haben muss, ehe die Schichtstellung ihre gegenwärtige gestörte Beschaffenheit erhalten; er muss dann wenigstens beinahe concordant auf den krystallinischen Schiefern abgelagert worden sein.

Trotzdem kann man dem Kalksteine Schichtung nicht absprechen, wenngleich dieselbe im Allgemeinen wenig deutlich ist; wo dieselbe wahrgenommen wird, ist sie vollkommen concordant mit derjenigen der umliegenden Schiefer. So verhält es sich z. B. im Sophia-Unterbau am östlichen Contacte. Hier ist der Punkt, wo, wie vorher bemerkt worden, Ueberkippung stattfindet, so dass die Grenze zwischen dem Kalksteine und dem krystallinischen Schiefer gegen O. statt nach W. fällt. In gänzlicher Uebereinstimmung hiermit hat auch die Schichtung innerhalb des Kalksteines ihr Fallen nach O.

Der Kalkstein ist überall in dieser Zone krystallinisch und mehr oder weniger grobkörnig. Er ist oft rein weiss, bisweilen grau gefärbt. Betreffs seiner krystallinischen Beschaffenheit, über welchen Punkt kein Zweifel zu herrschen braucht, existiren gleichwohl ungleiche Angaben. Auf der „Geogn. Karte der Banater Domäne" von 1860, sowie auf Karte Nr. 1 in der „Notice sur les établissements industriels des Domaines de Banate" und auf von Hauer's „Geologische Uebersichtskarte d. österr.-ungar Monarchie" ist die ganze Kalkzone als krystallinischer Kalkstein angegeben. Im Gegensatz hierzu will v. Cotta, welcher diese Kalkzone als Rest einer allgemeinen Jurakalkdecke betrachtet, „welcher durch irgend einen Umstand zwischen den Glimmerschiefer hinabfiel", wissen, dass der Kalkstein nur in der Nähe des Banatit krystallinisch sei, bei grösserem Abstande davon aber seine Krystallinität verliere und in gewöhnlichen amorphen Kalk übergehe. Er gibt ein Profil der Kalksteinzone, von dem Thale genommen, durch welches der Weg von Bogsan nach Reschitza führt; dies ist das nämliche Thal, das vom Berzava durchflossen wird und von gerade diesem Punkte habe ich durch Herrn Ingenieur C. Kukuk eine Probe Kalkstein bekommen, welche vollkommen krystallinisch war. Dieser Kalkstein ist zwar fein krystallinisch, aber doch kaum mehr feinkörnig, als der Kalkstein überhaupt an manchen Punkten in dem erzführenden Gebiete von Moravica und Dognacska ist; der einzige Unterschied ist der, dass derselbe nicht rein weiss ist, sondern etwas grau.

Den nördlichsten Theil der Kalkzone nördlich von Berzava, ebenso wie den südlichsten Punkt bei Kallina habe ich selbst nicht besucht, laut gütiger Auskunft vom Ingenieur C. Kukuk behält doch der Kalk sogar an diesen beiden Stellen seine krystallinische Beschaffenheit bei.

Mag man nun welche Ansicht immer über das geologische Alter des hier in Frage stehenden Kalkes hegen, so dürfte doch constatirt werden, dass derselbe (in voller Uebereinstimmung mit den oben citirten Karten) längs der ganzen Ausdehnung der Zone krystallinisch ist und dass v. Cotta's Angabe, dass er in amorphen dichten Kalkstein übergehe, nicht mit den wirklichen Thatsachen stimmt. Es muss hier im Zusammenhang darauf hingewiesen werden, dass krystallinischer Kalk-

stein, der durch sein geognostisches Auftreten auf's Engste mit den krystallinischen Schiefern verbunden ist, an mehreren Stellen im Banat bekannt ist. Einen solchen erwähnt Tietze vom Oraviczathale und von Drenkova und Kudernatsch[1]) von einem Seitenthale des Schopoterthales, durch welches der Weg von Berzazka zur Donau führt. An etlichen Stellen sind diese Kalkeinlagerungen von Eisenerzen begleitet, wie z. B. bei Ruszkberg nahe an der siebenbürgischen Grenze.

Die Lagerarten.

Wir gehen nun zur Schilderung der bemerkenswerthen Rinde von Lagerarten oder Lagerbildungen über, welche die Kalkzone umschliesst und welche ihrerseits Erze enthält.

Es liegen diese Lagerarten mithin an der Grenze von Kalk und den umliegenden Gesteinen.

Diese bestehen zum grössten Theile aus krystallinischen Schiefern und zum Theile aus Quarzdiorit. Es mag hier gleich bemerkt werden, dass sich die Lagerarten hinsichtlich ihrer Vertheilung und Mächtigkeit unabhängig davon zeigen, ob sie an krystallinische Schiefer oder an den eruptiven Diorit grenzen. Solches geht deutlich bei einem Blicke auf die Karte, sowie aus den Profilen hervor.

Was die Mächtigkeit dieser Lager betrifft, so ist dieselbe recht wechselnd; die Karte zeigt, dass sie sich im Allgemeinen bis zu 20 bis 40 Meter beläuft und ausnahmsweise, wie nördlich und südlich von Arpad, bis 300 Meter. Diese exceptionelle Mächtigkeit ist jedoch nur scheinbar, indem das Lager hier ein sehr starkes Fallen hat (circa 30° vom Horizont), wodurch die wirkliche Mächtigkeit ungefähr 300 Sin 30° = 150 Meter wird. An einigen Stellen scheinen die Lagerarten gleichsam die Kalkzone zu verdrängen und zu ersetzen, z. B. bei Theresia, was ebenfalls mehr auf Schein beruht und davon herrührt, dass Erosion den grössten Theil der Kalkmasse entfernt hat, so dass man sich auf dem Grunde der Mulde befindet, die selbstverständlich von Lagerarten eingenommen ist.

Betreffs der Ausdehnung der Lagerarten in der Streichungsrichtung sagt v. Cotta — der Einzige, der hierüber etwas mittheilt — im Verein mit seiner Angabe, dass der Kalk von krystallinischem in dichten Kalkstein übergehen solle: „Ebenso verschwinden allmälig die übrigen Contacterscheinungen; zuerst die Granat-, Grammatit- und Strahlsteinbildungen, später die Anhäufungen von Schwefelmetallen, zuletzt auch die Brauneisenerze. Immerhin reichen selbst die eigentlichen Contacterscheinungen weiter, als man erwarten sollte.“ Um diese Angabe zu vervollständigen und zugleich in etwas zu berichtigen, — denn für eine richtige Auffassung von der Genesis der Erz- wie der Lagerartbildung ist sie nicht ohne Bedeutung — sei Folgendes hinzugefügt: Die Lagerarten setzen sich unverändert an Beschaffenheit und hauptsächlich aus Granat, Pyroxen und Amphibolarten bestehend, im S. bis zur Auroragrube fort, die ungefähr 5 Kilometer SW. von Dognacska und 3 Kilometer vom Endpunkte der Kalkzone bei Kallina liegt. Südlich davon tritt zwischen dem Kalke und den Schiefern ein

[1]) Geol. d. Banater Gebirgszuges. S. B. W. Ak. 1857.

Lager verwitterter Mineralbestandtheile auf, eine Art Bolus von einigermassen unbestimmter mineralogischer Natur, der aber doch deutlich die Stelle der Lagerart einnimmt. Das Lager enthielt hier und da Brauneisenstein, obgleich nicht in so grosser Menge oder so gesammelt, dass er neben den mächtigeren und reicheren Magnetiterzen im Centrum des Gebietes von irgend praktischem Werthe sein kann. Auch grössere Partien von Magnetit und Hämatit kommen vor, letzterer bei Kallina an der südlichsten Spitze der Kalkzone in bedeutenderer Menge. Gänzlich gleichartig ist das Verhältniss in nördlicher Richtung. Da hören die eigentlichen, aus Granat und Pyroxen bestehenden Lagerarten ungefähr bei Ferendiathal auf; nördlich hiervon werden sie durch ein unreines bolusähnliches Verwitterungsproduct ersetzt, das mit wechselnder Mächtigkeit bis zur nördlichsten Spitze der Kalkzone bei Ezeres fortsetzt. Dieser Bolus enthält hier und da Brauneisenstein, jedoch in geringer Menge und allzu unrein, daher bis heute nicht abgebaut; z. B. bei Koldorf und Magura (im Norden von Berzava). Auch hier findet man verstreute Butzen von Magnetit und Eisenglanz im Lager.

Diese Umstände beweisen zur Genüge, dass die Lagerarten nicht an einen gewissen Theil der Kalkzone gebunden sind, sondern derselben ihrer ganzen Ausdehnung nach folgen, wenn sie auch von ungleicher Beschaffenheit an den verschiedenen Punkten sind. Der unreine Bolus, welcher kleinere Partien Eisenerze enthält, ist augenscheinlich eine mit den Lagerarten äquivalente Bildung, die aus Verwitterung der vorigen hervorgegangen ist; das wird um so klarer, je näher wir die Beschaffenheit der Lagerarten und der davon herrührenden Verwitterungsproducte, welche den Erzen in den Revieren von Moravica und Dognacska beigeschlossen sind, betrachten.

Da diese Lagerarten eng mit den Erzen selbst verbunden sind, so ist es am geeignetsten, sie im Zusammenhange damit zu behandeln. Erst sei jedoch eine allgemeine Schilderung des mineralogischen Charakters der Lagerart vorangeschickt, unter dem Vorbehalt, bei der Beschreibung der verschiedenen Gruben die Abweichungen hervorzuheben, welche sich hier und da in ihrer Beschaffenheit zu erkennen geben. Hierbei sehen wir gänzlich von solchen mehr oder weniger seltenen Mineralien ab, welche Moravica und Dognacska für den Mineralogen zu so interessanten Lagerstätten machen, welche aber keinerlei Einfluss auf die Beschaffenheit des Lagers in seiner Totalität haben.

Die Mineralien, welche den erzführenden Horizont charakterisiren, sind, abgesehen von den Erzen selbst (Oxyde und Schwefelmetalle) Granat, mehrere Arten der Pyroxen- und Amphibol-Gruppen nebst deren Zersetzungsproducten in verschiedenen Stadien, ferner Epidot, Chlorit, Serpentin und Kalkspath.

Von diesen Mineralien verdient der Granat vor Allem unsere Aufmerksamkeit; er kommt dominirend längs grösserer Strecken des Lagers vor und bildet ganze Bergmassen von hunderten Metern Ausdehnung. Dabei muss jedoch bemerkt werden, dass nicht Alles, was bei Moravica und Dognacska Granatfels benannt wird, reiner Granat ist, sondern dass derselbe sich oft bei genauerer Untersuchung als intimes Gemenge von Granat mit Augit- und Amphibolmineralien erweist, oder als Granat

mit Epidot, oder auch als in seinen wesentlichsten Theilen zersetzter Granat.

Als Typen des frischen so viel wie möglich reinen Granat wählen wir eine Probe aus Theresia-Grube in Moravica und eine aus Dognacska.

Die Probe aus Theresia zeigt uns ein Gemenge von verschiedenen Mineralien, in welchen brauner Granat und Magnetit die deutlichst wahrnehmbaren sind. Ersteres Mineral macht die Hauptmasse aus und in dieser eingemengt finden sich unregelmässige Klümpchen und Körner, sowie auch randlich nicht scharf begrenzte Individuen von Magnetit. Der Granat ist gelbgrün; an einigen Stellen, wo er in individualisirten Körnern mit Krystallfacetten vorkommt, ist er gelbbraun. Er bildet mitunter kleine Drusenräume, gegen welche deutliche millimetergrosse Krystalle ausgebildet sind, angefüllt mit weissem Kalkspath. Der Magnetit erscheint theils in unregelmässigen Körnern von 1 und 2 Centimeter Durchschnitt mit feinkörnigem bis dichtem Bruch, theils in strahligen und blätterigen Partien, welche die Granatmasse durchkreuzen.

Makroskopisch können keine anderen Mineralien mit Sicherheit unterschieden werden. Im Dünnschliff kann man noch ein Amphibolmineral und Quarz wahrnehmen. Der Magnetit scheint zuerst entwickelt zu sein, denn er durchsetzt die übrigen Mineralien stengelartig. Diese Stengel sind von kleinen Krystallen mit deutlicher Begrenzung gebaut, welche die Formen $\infty O \infty$ und ∞O zeigen; von den gröberen Magnetitstengeln gehen häufig recht regelmässig angeordnete Zweige nach den Seiten aus. Auch diese bestehen aus Krystallaggregaten. Eine grosse Anzahl kleiner Magnetitkrystalle kommen losgelöst von den Stengeln und im Quarz oder Kalkspath schwimmend vor. Diese sind sehr gleichmässig entwickelt und haben dieselben Formen wie diejenigen, welche die Stengel gebildet haben. Der Granat, der durch und durch wohl individualisirt ist, kommt in grossen gerundeten Körnern mit Andeutung von Krystallconturen vor. Er ist stets ausgeprägt anisotrop und hat bisweilen sehr deutliche Zonenstructur. Mitunter kann man auch eine Eintheilung in Sectoren beobachten, von denen ein jeglicher gleichzeitig das polarisirte Licht auslöscht. Bei durchfallendem Lichte ist seine Farbe schwach gelb; gewisse Partien, die sich zonenartig geordnet zeigen, sind jedoch hochgelb und solche Zonen verhalten sich immer isotrop. Der die Hauptmasse ausmachende Granat ist um die Magnetitstengel herum ausgebildet, welche er zu einem Ganzen zusammenschliesst. Er ist frisch und zeigt kaum eine Spur von Verwandlung. Ziemlich sparsam kommt in der Granatmasse ein farbloses Amphibolmineral vor, in kurzen Stengeln mit feiner grauer Striirung und beginnender Zersetzung, längs den Streifen fortschreitend. Es ist in kurzen zusammengefilzten Stengeln ausgebildet, zeigt wenig lebhafte grauliche Polarisationsfarben und eine Auslöschung schief gegen die Längsrichtung. Augenscheinlich darf es als ein monoklines Amphibolmineral betrachtet werden. Der Quarz füllt die Zwischenräume zwischen den übrigen Bestandtheilen aus, er ist bemerkenswerth frei von Wassereinschlüssen, verhält sich aber sonst wie gewöhnlich. Er zeigt mitunter Krystallconturen gegen den Calcit, der also der jüngste ist und die übrigen mehr drusenähnlichen Räume ausfüllt.

Das Stück von Dognacska (wahrscheinlich von Grube Alfred) besteht aus einem, in der Hauptsache reinem körnigen Granat von braungelber Farbe mit einem Stich in's Grüne. Die Textur ist mittelkörnig; bisweilen entdeckt man ganz deutliche Krystalle von Millimetergrösse mit der dominirenden Form 2O2. In der Granatmasse ist ausserdem weisser Kalkspath enthalten, welcher die Höhlungen ausfüllt, ferner sieht man unregelmässige Körner eines dunkelgrünen, äusserst feinschuppigen, beinahe dichten Chlorit mit grünlich-weissem Strich, zahlreiche Schuppen und Platten von Eisenglanz, sowie Kuben von Schwefelkies. Im Dünnschliff ergibt sich eine hellgelbgefärbte Granatmasse, von vielen Rissen durchsetzt. Die Masse ist gut individualisirt. Beim ersten Blick kann man zwei ungleiche Ausbildungen des Granats unterscheiden, von denen die eine hochgelb, die andere heller gefärbt ist. Die erstere bildet die Kerne der grösseren Krystallindividuen, die von einer Schale der helleren Substanz umgeben sind. Im polarisirten Lichte wird der Unterschied noch deutlicher, indem sich die hochgelbe Granatsubstanz der Kerne als anisotrop zu erkennen gibt, die andere dagegen in der Hauptsache als isotrop. Die anisotropen Kerne haben eine ausgeprägte Zonenstructur und sind in Sectoren eingetheilt. Die Auslöschung ist parallel und winkelrecht gegen die Begrenzungen der Zonen; in der Form dieser inneren anisotropen Kerne lassen sich ohne Schwierigkeit ∞O∞ und ∞O erkennen; die umliegende isotrope Rinde und die kleineren nicht mit Kernen versehenen Individuen scheinen hingegen, so oft ihre Form überhaupt bestimmbar ist, aus 2O2 zu bestehen. Die Zwischenräume in der Granatmasse, die im Allgemeinen recht geringe sind, manchmal aber zu unregelmässigen Drusen anwachsen, werden von Kalkspath eingenommen.

Noch ist in Zusammenhang hiermit zu erwähnen, dass die Granatmasse um Rochus bei Oravica bei mikroskopischer Untersuchung sich als identisch erweist mit dem zuletzt beschriebenen Vorkommen von Dognacska. Der frische Granat von Rochus (hier findet sich auch wie bei Moravica viel decomponirte Granatfelsmasse) ist grünlichbraun an Farbe und bietet oft genug dem blossen Auge keine wahrnehmbaren fremden Bestandtheile. Er ist etwas porös, was ohne Zweifel zu seiner leichten Decomposition beiträgt, und von unregelmässigen Höhlungen durchzogen, in welchen der Granat auch makroskopisch Krystallbildung zeigt, immer mit der Form 2O2. Im Dünnschliff sieht man eine im Ganzen homogene, gelbe Granatmasse mit sehr klarer Individualisirung; diese tritt am besten längs der ritzenförmigen Höhlungen hervor, wo sich Drusen mit ausgeprägter Krystallisation befinden. Das Innere jedes Individuums enthält dunkelbraune opake, unregelmässig verzweigte Verunreinigungen. Die Farbe an dem äusseren Theile der Krystalle ist mehr schwachgelb und dieser Theil ist anisotrop, während die inneren dunkleren gelben Kerne isotrop sind.

Eine ausserordentlich deutliche Zonenstructur gibt sich in den äusseren anisotropen Theilen zu erkennen, welche auch im unpolarisirten Lichte als eine feine Streifung sichtbar ist. Die Form sowohl für die Zonen als die äussere Begrenzung der Krystalle ist 2O2. Die Auslöschung ist nicht parallel und normal gegen die Krystallcontouren.

Wir gehen nun zu den unreineren oder auch theilweise zersetzten Granatmassen über. Diese sind nicht leicht von einander zu unterscheiden, weil es sogar bei mikroskopischer Untersuchung Schwierigkeit bieten kann, zu unterscheiden, welche von den Bestandtheilen primär und welche aus Umwandlung des Granats hervorgegangen sind.

Zu Typen des mehr verunreinigten Granatfelsens wählen wir ein Paar Stücke aus Moravica. Das eine erscheint dem blossen Auge als hellgelbbrauner derber Granat mit mattem Bruch und geringem Glanz. In demselben sind dunkelbraune unregelmässige Drusen eines anderen sichtlich frischeren Granats mit Fettglanz eingeschlossen. Ungefähr ein Drittel des Stückes besteht aus einem hellen blauweissen oder grünweissen Mineral mit deutlicher Spaltbarkeit, welche auf eine Pyroxenart hinweist. Im Dünnschliff findet man, dass der hellere Granat in der Hauptsache isotrop ist, aber dicht besetzt mit kleinen doppelbrechenden Punkten, offenbar Zersetzungsproducten. Der dunklere Granat (im Dünnschliff stark gelb) ist dagegen frei von Zersetzungsproducten und vollkommen isotrop. Die Pyroxenart ist im Ganzen frisch, farblos, durch prismatische Spaltbarkeit und dagegen senkrechte Risse abgesondert. Sie zeigt sehr lebhafte Polarisationsfarben und eine Auslöschung schräg gegen die Prismaspalten. Sie muss wahrscheinlich als heller Malakolit oder Salit charakterisirt werden. Ausser dem Kalkspath sind keine Bestandtheile mehr zu entdecken. Die zweite Probe enthält weniger von der genannten Pyroxenart, aber der Granat ist hier mehr in der Zersetzung begriffen, so dass keine frischen Partien unter dem Mikroskope wahrgenommen werden. Die Zersetzung gibt sich im Dünnschliff dadurch zu erkennen, dass die Granatmasse gleichsam mit kleinen doppelbrechenden farblosen Punkten gespickt ist, und makroskopisch dadurch, dass das Mineral seinen Glanz verliert.

Dass der Granatfels bei Moravica sehr geneigt zur Verwitterung ist, davon kann man sich bei einem Besuche in einem der Tagbaue überzeugen. Man sieht da, wie Gesteine, welche vor nicht sonderlich vielen Jahren angebrochen wurden, schon anfangen, zu Grus zu zerfallen. v. Rath erwähnt, dass das ursprünglich feste Gestein in einem durch Granatfelsen vor vier Jahren aufgeschlossenen Stollen so locker und mürbe geworden, dass man einen gewöhnlichen Stock 8—10 Centimeter tief hineinstecken konnte.

Wir wenden uns nun zu den Augit- und Hornblendemineralien, welche als wesentliche Bestandtheile in die Lagerart eingehen. Bei Moravica und Dognacska werden sie Tremolit genannt, unter welchem Namen man dort alle zu den Pyroxen- und Amphibolgruppen gehörenden Mineralien nebst deren Zersetzungsproducten zusammenzufassen scheint. Es muss hervorgehoben werden, dass die Pyroxenmineralien keine so unbedeutende Rolle bei der Zusammensetzung der Lagerarten zu spielen scheinen, als man bis jetzt angenommen. v. Cotta nimmt in seinem Verzeichniss nur Wollastonit auf, unter Hinzufügung, dass Malakolit stellvertretend dafür auftrete, aber aus dem Zusammenhange geht nicht hervor, ob er meint, dass diese Mineralien zusammen mit den Erzen auftreten, oder auf den übrigen Contact-

bildungen derselben Art, wie z. B. in Cziklowa. Marka[1]) nennt kein einziges Augitmineral in seinem Verzeichniss. Derjenige, welcher zuerst das Vorkommen von Augitmineralien in den Lagerartmassen erwähnt, scheint Szabo zu sein, der in seinem, hauptsächlich nach Vezely's Sammlung, aufgestellten Verzeichniss der Moravicamineralien einen verwitterten fassait-ähnlichen Diopsid von Delius-Mittelbau anführt, wo die Krystalle auf Magnetit aufsitzen.[2]) Dasselbe Vorkommen wird auch von v. Zepharovich[3]) erwähnt und näher beschrieben, welcher das Erscheinen von gleichartigen Augitmineralien auch auf Reichenstein und Carolus bezieht, sowie von derbem Pyroxen auf Theresia. Später hat v. Zepharovich eine Metamorphose einer manganhaltigen Pyroxenart[4]) beschrieben, die augenscheinlich dem Rhodonit von Delius-Tagbau nahe gestanden hat; er erwähnt auch ein natronitähnliches, ebenfalls aus Pyroxen hervorgegangenes Mineral von Krivan.[5]) Es ist v. Rath's Verdienst, darauf aufmerksam gemacht zu haben[6]), dass das schwarze in grossen Massen bei Dognacska vorkommende Mineral, das dort die Erze begleitet, namentlich im Ferdinand-Erbstollen, und welches am Platze schwarzer Tremolit benannt wird, eine strahlige Pyroxenart ist. Wenn man dieses von v. Rath zuerst hervorgehobene Augitvorkommen ausnimmt, so sind die übrigen vorher bekannten von sehr localer Natur, und können keinen Anlass zu der Annahme geben, dass Pyroxenmineralien in bedeutenderer Menge in die Mineralmasse eingehen. Indessen scheint dies auf Grund einiger, hauptsächlich mikroskopischer, von mir angestellten Untersuchungen, doch der Fall zu sein.

Es ist in dem Obenstehenden schon sowohl aus der Beschreibung des frischen als des mehr verunreinigten zersetzten Granatfelsens dargelegt worden, dass derselbe nicht frei von Pyroxenmineralien ist, und dass die letzteren sich bisweilen auf ein Drittel der Masse und darüber belaufen. In Folge des allgemeinen Verwitterungsgrades des Gesteins ist es meist sehr schwer, mit dem blossen Auge den dichten Pyroxen zu erkennen, der sich sozusagen in der Granatmasse verbirgt.

Dies ist in noch höherem Grade der Fall mit gewissen Varietäten der Lagerart, welche ihrer Hauptmasse nach aus dichtem hellen, Granatkörner enthaltenden Pyroxen bestehen. Hier hat der Granat, als das am leichtesten zu bestimmende Mineral, vornehmlich die Aufmerksamkeit auf sich gezogen und Veranlassung zur Benennung Granatfels gegeben, obgleich, wie eine mikroskopische Untersuchung an den Tag legt, Granat nur in untergeordneter Menge vorhanden ist.

Als Proben der dichten Varietäten von Augitarten wählen wir zwei Stücke von Moravica, welche beide mir vom Herrn Ingenieur C. Kukuk unter der Benennung „Granatfels" zugestellt wurden. Das eine, dessen äussere Beschaffenheit eine beginnende Zersetzung zu erkennen gibt, ist in der Hauptmasse hellgrau, mit einem Schein nach grün, ohne Glanz, und von rauher unebener Fläche; der Bruch ist

[1]) Jahrb. geol. Reichsanst. 1869.

[2]) Földt. Közl. 1876. Eine Uebersetzung: „Die Eruptivgesteine von Moravica" ist mir gütigst vom Uebersetzer S. Huss in Oravicza zugestellt worden.

[3]) Miner. Not. „Lotos" 1877.

[4]) Miner. Not. „Lotos" 1879.

[5]) Miner. Not. „Lotos" 1883.

[6]) Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde.

dicht. Sowohl sein geringer Glanz als auch der rauhe Bruch und die Härte (ungefähr 5) besagen, dass man ein etwas zersetztes Gestein vor sich hat. In der Gesteinsmasse gibt es hier und da kleine unregelmässige Körner von braungelbem und dunkelbraunem Granat. Im Dünnschliff zeigt sich das Hauptmineral bei durchfallendem Licht farblos, von zahlreichen unregelmässigen Spalten durchkreuzt und von grauen opaken Zersetzungsproducten erfüllt. Grössere Stengel kommen mitunter mit prismatischen Spalten und schräger Auslöschung gegen die Längsrichtung vor. Die Polarisationsfarben sind sehr lebhaft und das Mineral hat alle Eigenschaften eines körnigen Pyroxen. Es sieht aus, als sei der Granat von späterer Bildung, als das Pyroxenmineral, indem er die feinen Spalten ausfüllt und in Körnern auftritt, welche Krystallcontouren nach innen zeigen. Er ist grösstentheils anisotrop und zeigt eine ausgeprägte Zonenstructur, die inneren Kerne der Krystalle sind einigermassen isotrop und werden von doppelbrechenden Zonen mit der Form ∞O umschlossen, die Auslöschung innerhalb der Zonen steht parallel und normal gegen die Kanten. Der Granat macht ungefähr $^1/_8$ des Ganzen aus.

Das andere Probestück von einem Gestein, das bei Moravica bisweilen grüner Granat genannt wird, ist dem Aeussern nach graugrün mit mehr oder weniger rein grünen Partien, deren Farbe auf das Vorhandensein von Pistazit hindeutet. Der Bruch ist dicht, die Härte bedeutend und keine Spur von Zersetzung zu sehen. Im Dünnschliff sieht man als Hauptmasse ein hellgelbes, doppelbrechendes Mineral, welches nicht undeutliche Spalten aufweist, von unregelmässigen Rissen durchsetzt, dabei vollkommen frisch und lebhaft polarisirend ist. Dieses Mineral ist offenbar ein monokliner Pyroxen. In demselben kommen eine Menge rechtlinig begrenzte, parallelogramm-gleiche Stücke eines unbekannten Minerals (möglicherweise eines Amphibols) vor, das übrigens auch in grösseren nicht individualisirten Aggregaten auftritt. Es hat deutliche Prismaspaltung, ist farblos, zeigt lebhafte Polarisationsfarben und schiefe Auslöschung gegen die Prismaaxe.

Das dritte Mineral kommt in runden Körnern in den beiden anderen vor, ist grüngelb bis rein grün, welches von den Schneidungsrichtungen abhängt, und zeigt den charakteristischen Dichroismus des Epidot. Die Epidotkörner sind bald zerstreut, bald dichter zu grünen Ansammlungen zusammengewachsen. Inwieferne er primär ist oder durch eine Verwandlung des Pyroxenminerals gebildet, geht nicht deutlich aus dem Vorkommen hervor.

Die dunkle strahlige Pyroxenart von Dognacska, welche v. Rath zuerst erwähnt hat, kommt dort meist an der westlichen Grenzzone vor, und zwar in so grossen Mengen, dass sie beinahe vollständig den Granat ersetzt. Im O. tritt dagegen ein Gestein auf, das mehr von Granat untermischt ist. Das fragliche Mineral ist dunkelgrün bis grünschwarz und bildet grobstengelige Aggregate von mehr als 1 Decimeter Länge. Die strahlige Mineralmasse erinnert freilich ihrem Aussehen nach sehr an gewisse dunkle Amphibolarten, aber man kann sich durch Messung mit dem Reflexionsgoniometer an kleinen Spaltsplittern leicht davon überzeugen, dass das Mineral die Spaltwinkel des Augitprismas besitzt. Dasselbe Resultat geht bei Untersuchung im Dünnschliff hervor.

Das Mineral zeigt sich bei durchfallendem Licht stark grün mit klaren Prismaspaltungen und ziemlich unregelmässigen Querspalten. Ungeachtet der starken Absorption ist nur ein sehr schwacher Dichroismus wahrnehmbar, der offenbar auf die Pyroxengruppe hinweist. — Die hier angeführten Umstände legen an den Tag, dass Pyroxenmineralien allgemeiner in den Lagerarten vorkommen und als wesentliche Bestandtheile in deren Zusammensetzung eingehen. Die krystallisirten Varietäten, welche selten sind, lenkten die Aufmerksamkeit zuerst auf sich, während man die dichten oder krystallinischen Varietäten entweder ganz übersah oder sie mit Amphibol verwechselte. Zieht man in Erwägung, dass, wie wir zeigten, dichte Pyroxenvarietäten in beträchtlicher Menge in die Zusammensetzung des Granatgesteins eingehen, sowie dass der schwarze grobstrahlige Pyroxen eine dominirende Ausbreitung in der westlichen Strecke des Dognacskagebietes, wo eigentlicher Granatfels vermisst wird, hat, so ist man wohl berechtigt, anzunehmen, dass die Pyroxenarten, was die Quantität betrifft, in gleich grosser oder grösserer Menge als die Amphibolarten in der Lagerart vorhanden sind.

Dass die Pyroxenarten keinem bestimmten Theile der Lagerstrecke angehören, wird dadurch bewiesen, dass sie von Krivan an (am nördlichsten Endpunkte des Erzgebietes), wie es die von v. Zepharovich beschriebene Metamorphose darlegt, bis an den südlichen Theil des Dognacska-Gebietes vorkommen. Sie sind folglich für die Lagerartbildung in ihrem Ganzen bezeichnend, wenn sie auch in recht ungleichen Formen an den verschiedenen Punkten erscheinen. Eigenthümlich und bemerkenswerth an diesen Augitarten ist deren Geneigtheit zur Zersetzung, wobei dieselben Anlass zu mannigfachen Metamorphosen geben. Diese Eigenschaft haben sie übrigens mit dem Granat sowohl als den Amphibolarten dieses Gebietes gemein.

Noch dürfen wir nicht unerwähnt lassen, dass ein zu den Augitmineralien gehöriges Mineral, welches als Contactmineral „par préférence“ bezeichnet zu werden pflegt, nämlich der Wollastonit, gänzlich in den Lagerarten fehlt; wenigstens ist es weder in Marka's, noch Szabo's genannten Verzeichnissen aufgenommen und wir haben dasselbe gleichfalls nicht auffinden können.

Zu den Amphibolarten übergehend, können wir uns ganz kurz fassen, da dieselben, im Gegensatz zu den Augitmineralien, schon lange die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt haben und auch von Allen genannt werden, welche über diese Vorkommen sich schriftlich ausgelassen haben. Es sind verschiedene Arten, die in ansehnlicher Menge in den Lagerarten vorkommen, zunächst helle, beinahe weisse oder blassgrüne (Tremolit oder Grammatit), wie sie v. Zepharovich und Szabo näher beschrieben; dann dunklere Arten von graugrüner Färbung, welche zum Actinolit gerechnet werden können. Schwarze Hornblende habe ich nicht wahrgenommen oder als hier vorhanden angegeben gefunden. Die sehr feinfädigen, zum Theil verwitterten Varietäten, die Asbest genannt werden, erscheinen zahlreich bald in langstrahligen Massen, bald in radialstrahligen Aggregaten mit sphärischer Absonderung.

In engem Zusammenhang mit den Amphibolarten scheint das Vorkommen von Serpentin zu stehen, der ab und zu angetroffen

wird. Dieser ist entweder derb und dicht oder strahlig; im letzteren Falle ermöglicht seine Textur eine Entscheidung, von welchem Minerale er abstamme. Einen dichten gelbgrünen Serpentin habe ich in grosser Menge bei Theresia gesehen, wo er mit Magnetit auftritt. Szabo und v. Zepharovich erwähnen einen dichten ölgrünen Serpentin vom Jupiter-Tagbau, der in Verbindung mit radialstrahligen Sphäroiden eines serpentinisirten Tremolit steht; diesen habe auch ich wahrgenommen. Zu den Serpentinarten können sonst auch noch die unvollständig untersuchten Arten von Bergkork und Bergleder gezählt werden, die an mehreren Stellen unter den Lagerarten angetroffen werden (z. B. in Theresia). — An vielen Stellen stösst man auf Epidot, und zwar in so beträchtlicher Menge, dass man ihn als Lagerart nicht übersehen kann. Wir haben schon gesehen, dass derselbe in eine Mischung mit Pyroxen eingeht und der Gesteinsmasse eine pistaziengrüne Farbe mittheilt. In diesem Falle ist er dicht und feinkörnig, aber er kommt auch in strahligen, reinen Aggregaten an mehreren Stellen im Moravica- und Dognacska-Gebiete vor, z. B. im Theresia-Zubau zusammen mit Magnetit. Dies Vorkommen ist ganz identisch mit denen, welche man von manchen schwedischen Eisengruben (u. A. Persberg und Nordmarken) kennt. Ob nun aber der Epidot dieser und ähnlicher Vorkommen als ein primäres Mineral angesehen werden muss oder als ein Product von Verwandlung des Augits und der Hornblende, kann erst durch zukünftige Untersuchungen entschieden werden. Indessen scheint es annehmbar, dass wenigstens die dichte, mit Pyroxenmineralien untermischte Epidotmasse eine secundäre Bildung ist.

Chloritmineralien trifft man an etlichen Stellen in nicht geringer Menge an. v. Cotta führt unter den Mineralien von Dognacska auch Chlorit an. Marka sagt, dass Chlorit gerne zusammen mit Quarz an den äusseren Begrenzungen der Gangarten vorkommt und hier und da 2—6 Meter mächtige Lager zwischen diesem und dem Glimmerschiefer bildet. Dieses Vorkommen ist offenbar genau dasselbe, wie die Chloritschalbildungen, welche so häufig in den schwedischen Eisenerzgruben auftreten. Ich habe persönlich beobachtet, wie die Erzstöcke, welche in St. Archangel gerade exploitirt wurden, von Schalbildungen aus Chloritmineralien begrenzt waren. Der Chlorit erscheint bisweilen vermengt mit Magnetit, in dem er blätterige und undeutliche Aggregate bildet. Mitunter kommt er auch krystallisirt in hellgrünen grossen Tafeln vor mit hexagonalem Umkreise und von genau derselben Beschaffenheit wie gewisse Chloritarten, z. B. Tabergit von den schwedischen Eisengruben.

Was das Vorkommen von Kalkspath angeht, so kann angeführt werden, dass derselbe theils als grössere Spathmassen unter den übrigen Bestandtheilen, theils in kleineren Drusen als Krystalle von ungleichen Formen auftritt, welche näher von v. Zepharovich und Szabo beschrieben wurden. Der in dem Lager vorkommende Kalkspath darf nicht mit den grossen krystallinischen Kalkmassen verwechselt werden, die im Allgemeinen frei von Erzen sind. Den Kalkspath begleitend kommen auch andere Carbonate, wie Braunspath, Eisen- und Manganspath vor. Quarz tritt nicht in so grosser Menge auf, als dass er Einfluss auf die Natur der Lagerart oder der Erze hätte: quarzhaltige Eisenerze scheinen durchaus nicht vorhanden zu sein.

In diesen mithin hauptsächlich aus Granat, Pyroxen- und Amphibolmineralien, Epidot, Chlorit, Serpentin sammt einigen Carbonaten zusammengesetzten Lagerarten, finden sich die Erze eingelagert. Dieselben bestehen zuerst aus Magnetit, Roth- und Brauneisenstein, ferner aus Schwefelmetallen, als Kupferkies, Buntkupfererz, Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit. Als Secundärproducte erscheinen theils einige Manganmineralien, welche zweifelsohne vom Mangangehalte in den Eisenerzen herstammen, wie Pyrolusit und Wad, ferner Kuprit und Brauneisenstein nebst den aus Zersetzung von Schwefelmetallen hervorgegangenen Malachit, Azurit, Cerussit, Anglesit, Zinkgalmey. Als mineralogische Seltenheiten trifft man auch Kupferwismuth, Wismuthglanz und Antimonglanz an.

Die Erze.

Wir werden nun, auf eigene Erfahrungen und Wahrnehmungen gestützt, einige der wichtigsten Erzlagerstätten durchnehmen. Die hier gemachten Angaben beziehen sich also nur auf das, was in den verschiedenen Gruben zur Zeit meines Besuches daselbst Anfang August 1883 wahrgenommen werden konnte. Wir beginnen bei dem nördlichsten Punkte, und begeben uns von da südwärts längs der erzführenden Zone. Wie schon erwähnt, ist diese Zone durch drei Unterbrechungen in vier Abtheilungen getheilt; von denen die beiden nördlicheren nur Eisenerze enthalten, die dritte sowohl Eisenerze, als auch Kupfer, Blei und Zink, die letztgenannten Metalle aber hauptsächlich an den Schwefel gebunden; der südlichste Theil führt fast ausschliesslich solche Schwefelmetalle.

Die nördlichste Abtheilung (vergl. umstehende Karte und Profile) enthält die Gruben Sofia, Eleonora, Paulus, Franciscus und Ignatius.

Paulus. — Diese Grube liegt 1400 Meter entfernt von der Grenze des Diorit. Das umgebende Gestein ist hier fast ausschliesslich Kalk. Nur kleinere Partien von granatischer Lagerart kommen mit den Erzen vermischt vor. Der Kalk ist feinkörnig krystallinisch, marmorähnlich und in frischem Bruche weiss. Der Luft ausgesetzt wird er rothbraun von Eisenoxydhydrat.

In dem feinkörnigen Kalksteine kommen metermächtige Gänge von äusserst grobkrystallinischem reinen Kalkspath vor; gleichfalls treten schmälere Gänge von krystallinischem Magnetit auf, welche deutliche Spaltausfüllungen darstellen mit einer Mächtigkeit von Papierdicke bis zu einigen Centimetern. Diese geben interessante und unzweideutige Beweise ab für die Bildung des Magnetit aus Lösung.

Die Hauptmasse des Erzes tritt in 3—5 Meter mächtigen, sehr unregelmässigen und sich schlängelnden Lagern auf; mehrere solcher kommen mit einander gleichlaufend vor und parallel mit den Grenzen der Kalksteinzone orientirt. Eins dieser Lager besteht aus sehr manganhaltigem Magnetit. Ob diese mit einander parallelen Erzpartien als Falten eines und desselben Lagers aufgefasst werden dürfen, oder als getrennte Lager, darüber gaben die Verhältnisse keinen sicheren Aufschluss. Ausserhalb der reicheren magnetitführenden Strecken kommt mit Granat und Kalk vermengter Magnetit vor, wo das Erz in offenem Tagebruch abgebaut wird; dieser Bruch nimmt eine Fläche

Fig. 1.

von 4000 Quadratmeter ein. Südlich von Paulus ist der Kalk eine lange Strecke verschwunden, und von Lagerarten, welche wieder Erze enthalten — diese werden auf Franciscus und Ignatius gebrochen — ersetzt. Einige grössere Linsen von Kalkstein sind in die Granatmasse eingeschlossen.

Franciscus. Diese Erzlagerstätte unterscheidet sich von der vorigen wesentlich dadurch, dass das Erz Eisenglanz und Brauneisenstein statt Magnetit ist. Das Erz bildet einen aus mehreren Linsen zusammengesetzten Lagerstock mit 45° Fallen nach Osten; die Grösse des blossgelegten ist 120 Meter nach der Länge und 70 Meter nach der Breite; die Dimensionen nehmen gegen die Tiefe ab. Die kleineren Linsen, welche zusammen den Lagerstock bilden, haben dasselbe Fallen, wie dieser. Die Erze werden in einem einzigen grossen Tagbau mit Ausfahrtsorten auf verschiedenen Niveaux nach Westen abgebaut.

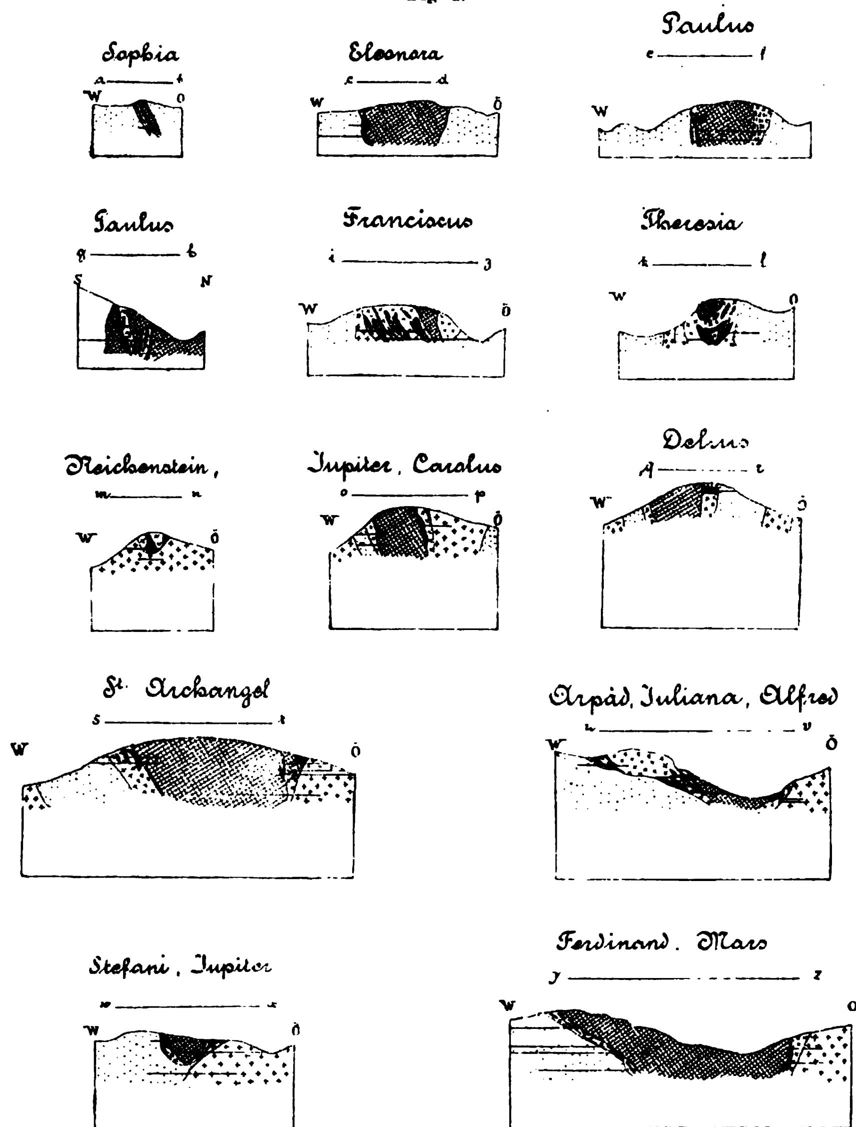
Der Eisenglanz erscheint dicht und krystallinisch, bisweilen aber etwas porös, er scheint leicht in Brauneisenstein überzugehen. Gegen die Begrenzungen der Erzlinsen ist mehr Brauneisenstein, in der Mitte frischerer Eisenglanz. Mitunter kommt deutlich gestreifter und geschichteter Blutstein vor, welcher stark an die bekannten Blutsteine von Norberg und Stripa in Schweden erinnert, mit dem Unterschiede, dass die Ränder zwischen den Eisenglanzlagen nicht aus Quarz, sondern aus Granat und Kalk bestehen. [1])

Ein ebensolches gestreiftes und kalkhaltiges Eisenerz kommt in Bålsjöbergsgrube, ganz in der Nähe vom Kallmorafelde in Norberg, Westmanland, vor.

[1]) v. Cotta führt von der Theresiagrube ein ebensolches Eisenerz an; er nennt es: „gebändertes oder getigertes Magneteisenerz, bestehend aus, im Querbruch bandstreifigen, wechselnden Lagen von Magneteisenerz und Granat oder körnigem Kalksteine.

Die Lagerart besteht aus braunem Granat und dunklen Augitarten (fälschlich „Tremolit“). Zu beiden Seiten sind die Lagerarten von archäischen Schiefern umgeben; an einem Punkte bei der Grenze derselben tritt ein Dioritmassiv auf.

Fig. 2.



Die zweite Abtheilung, welche nur eine, nämlich die Theresiagrube enthält, fängt 200 Meter von der Südspitze der Granatmasse an, die Franciscus einnimmt. Der Zwischenraum ist von Gneis und Quarzdiorit eingenommen.

Theresia ist in einem vollkommen isolirten Theile der Lagerarten gelegen, welche hier eine inselförmig begrenzte Kalksteinmasse umschliesst; sonstige kleinere Kalksteinlinsen kommen vereinzelt in den Lagerarten, deren Länge 700 Meter beträgt, vor. Die Betrachtung des Querprofiles gibt eine deutliche Vorstellung von der muldenförmigen Stellung der Lagerart und darüber, wie der Kalkstein sich zu dieser verhält. Sie veranschaulicht zugleich, wie die Erze als kleinere Linsen auftreten, welche gewöhnlich der Grenze zwischen den eingeschlossenen Kalkpartien und den umgebenden Lagerarten folgen. Die Verhältnisse am Platze sind — wegen Biegungen und Zerstücklungen der ganzen Gesteinmasse [1]) — wenig übersichtlich; doch möchten dieselben im Ganzen genommen so aufgefasst werden können, wie es das Profil auf Fig. 2 veranschaulichen soll.

Die oberste umfangreichere Kalklinse ist sowohl an der östlichen als an der westlichen Seite von etlichen mehr oder weniger zusammenhängenden Erzlinsen umgeben, welche dieselbe schalenförmig umschliessen. Diese Erze sind zum Theile durch Tagbau abgebaut worden. In grösserer Tiefe hat man durch Stollen mehrere gleichartige Kalklinsen angetroffen, welche nicht bis zu Tage fortsetzen, sondern vollständig von der Lagerart eingeschlossen sind. Diese Kalklinsen werden ebenso wie die grosse von Erzen begleitet, welche durch Querbruch abgebaut werden. Die Erze sind nicht scharf gegen die Lagerart begrenzt, sondern gehen in dieselbe über, wodurch ein Theil armer Erze entsteht, welche bisweilen im Zusammenhange mit den reicheren gebrochen werden.

Das Erz ist überall Magnetit; die Lagerart hauptsächlich Granat mit Augit und Hornblendearten. Mitunter kann man an Granatstücken aus dieser Grube eine ausgeprägte Streifung wahrnehmen, die durch dunkle Bänder von Magnetit — scharf und deutlich, obgleich stark gefaltet — hervorgerufen werden.

Südlich von Theresia ist die Kalk- und Lagerartzone von Neuem durch ein Thal unterbrochen, an dessen Grunde der Diorit wieder hervortritt. Am nördlichsten Ende des Moravicagebirges fängt die dritte erzführende Strecke an, welche nördlich von Quarzdiorit umschlossen wird. Dies Gestein kann man beinahe längs dem ganzen östlichen Contact verfolgen. Es sind hier, wie es die Karte veranschaulicht, zwei grosse Kalkinseln umgeben von einer Schale von Lagerarten und getrennt durch eine schieflaufende Falte derselben. Von Reichenstein, dem nördlichst gelegenen Punkte an, befinden sich der Ostseite entlang folgende Magnetitgruben:

Carolus, Delius, Elias Ennoch, Peter und Paul, Blasius, Alfred, Mariahilf und Jupiter. Sonstige Gruben an derselben Seite sind: Bleistock *(Pb, Ag)*, Simon Judas *(Cu)*, Angelia *(Pb* oxydirt, nicht *Ag*-haltig). Die Mehrzahl dieser Gruben ist nicht in Betrieb. Verfolgt man von Reichenstein niederwärts die

[1]) Trotzdem sind die Lagerungsverhältnisse nicht ganz so „chaotisch", wie v. Cotta sie beschreibt, wenn er l. c., pag. 72, sagt: „Die Kalksteinscholle ist hier vom Banatit zerstückt, und an ihrer Stelle hat sich ein buntes Chaos von körnigem Kalksteine, Granatfels, Magnetiteisenerz, Banatit, Glimmerschiefer und Gemengen dieser Massen mit Eisenglanz, Kiesen und Kalkspath entwickelt."

westliche Seite, so trifft man auf die Eisengruben St. Archangel, Lobkowitz, Arpad, Juliana und Bernhard, sowie auf die Kupfergruben Delius (auch *Zn*), Archangel, Juliana und Mariahilf. Auf der aus Lagerarten bestehenden Falte, welche die Kalkzone schräg durchschneidet, liegen Kiesstock *(Cu, Pb)* und Carolina *(Zn)*.

Von allen diesen Gruben habe ich nur Carolus, Delius, St. Archangel, Juliana und Bernhard befahren, und über diese werde ich hier berichten.

Carolus und Delius. In diesen wurde, August 1883, an vier verschiedenen Stöcken gebrochen, welche ziemlich starkes Fallen unter die Kalkmasse haben, die den Danieliberg, den höchsten Gipfel in der Nähe einnimmt. Das Streichen ist südlich, das Fallen bei sowohl jedem einzelnen Stock als bei dem Complex im Ganzen ist westlich. Die Lage der einzelnen Linsen im Verhältniss zu einander ist: „Schwanz an Schwanz.“ Die Dimensionen sind 18—24 Meter an Mächtigkeit und 30—50 Meter den übrigen Richtungen nach. Die Linsen liegen stets mit der flachen Seite gegen das Kalklager gewendet, ihre Begrenzungen gegen das Granatlager sind recht scharf. Das Erz ist grösstentheils Magnetit, aber im Ausgehenden kommt auch Brauneisenstein vor. Die Linsen werden meist durch Querbau abgebaut, jedoch auch im Tagbau.

Westlich von der Kalkzone, etwas südlicher als Delius, liegt St. Archangel. Die Lagerart hat hier nur 35 Meter Mächtigkeit. Einer der Erzstöcke, welche jetzt abgebaut werden, ist 8 Meter mächtig, 85 Meter lang, 60 Meter hoch. Die Längenaxe ist nahezu horizontal. Dieselbe wird von deutlichen Schalbildungen aus chloritähnlichen Mineralien begrenzt. Die Form ist entweder eine platte Linse oder ein Lager. Drei solcher Stöcke daselbst bestehen aus Magnetit, der vierte enthält Eisenglanz. Sie liegen hinter einander in der Richtung des Streichens. Das Fallen ist unter den Kalk, also östlich sowohl für die Lagerarten als für die Erze und die ausserhalb liegenden Schiefer.

Arpad und Juliana liegen an der westlichen Strecke der Lagerart, welche hier die ungewöhnliche Mächtigkeit von 250 bis 300 Meter hat, die sie 700 Meter lang beibehält. Der Kalk dagegen hat bedeutend an Mächtigkeit abgenommen. Die gegenüber, nämlich an der Ostseite liegende Lagerart, welche die Grube Alfred enthält, ist weit schmäler. Der Kalk liegt hier im Thalabhang, nicht am Gipfel des Berges wie nördlich. Dieser wird hier von der mächtigen Granat-Amphibolmasse eingenommen. Diese ist insoferne verändert, als sie nicht in überwiegender Menge aus Granat besteht, sondern mit Amphibolarten untermengt ist, welche ein äusserst zähes und hartes Gewebe bilden, das sehr an gewisse „Skarnlager“ bei Persberg, Långbanshyltan und in anderen schwedischen Eisengruben erinnern. In Juliana begegnet man hübschen, gelben Granatkrystallen, nach 202, welche dem Långbansgranat ähneln. Im nahegelegenen Alfred kommen gelbgrüne Granaten von der Form ∞O vor. Die Grube Arpad befindet sich im westlichen Rande des „Skarnlagers“, nahe an der Grenze der Schiefer. Sie ist jetzt nicht im Betrieb, aber laut Angaben auf einem Lager manganhaltigen Eisenglanzes von 1 Meter mittlerer Mächtigkeit gebaut. Am westlichen Rande des „Skarnlagers“, nahe der Grenze des Kalksteins

kommen die Erze, welche in Juliana zu Tage gefördert werden, vor. Sie bilden zusammen einen colossalen, beinahe aufrechtstehenden Magnetitstock von 18 Meter Mächtigkeit, der bis zu einer Tiefe von 70 Meter und einer Länge von 45 Meter bekannt ist. In der südlichen Fortsetzung von Juliana, und wesentlich gleich mit dieser, liegt die Grube Bernhard, ebenfalls an der Kalksteingrenze.

Wir kommen nun zu der vierten Abtheilung. Es ist schon erwähnt, dass die Lagerarten sich hier in mineralogischer Hinsicht von den nördlich davon vorkommenden unterscheiden. Die Eisenerze sind hier unbedeutend, sie bestehen fast immer aus Rotheisensteinen. An der Ostseite stehen die Gruben: Maximilian (Hämatit), Kalistus (Eisenglanz und Hämatit), Mars (Hämatit), Elisabeth (Hämatit) u. A. An der Westseite kommen fast ausschliesslich Schwefelmetalle vor, welche durch den König Ferdinand-Erbstollen abgebaut werden. Vom Johannisthal, das die Kalkzone quer durchschneidet, geht westlich der Eingang zum König Ferdinand-Erbstollen und selbiger erstreckt sich 2, 3 Kilometer in nördlicher Richtung längs des westlichen Lagerstriches. Er geht sogar hinan bis zu dem Punkte, wo die Kalkzone und die Lagerart zwischen den Gruben Maximilian und Jupiter durch Quarzdiorit unterbrochen werden. Mehrere Gruben auf dieser Strecke, wie Barbara, Elias Eliseus, sind durch Abbau mit dem Stollen vereinigt worden, der schon 1743 vollendet wurde. Eine Menge Grubenräume sind in demselben angelegt, von welchen noch etliche in Betrieb sind. Hier kommen durchaus nur Schwefelmetalle vor: Bleiglanz, Kupferkies, Blende. Die Erze treten in unregelmässigen Linsen auf und als Imprägnationen in der Lagerart, welche zu ihrem kleinsten Theile hier aus Granat besteht, vielmehr in der Hauptsache aus dem früher erwähnten dunklen Augitmineral. Das Lager fällt wie gewöhnlich gegen O. unter den Kalkstein ein. Die Mächtigkeit der Lagerarten ist auf dieser Strecke 20—100 Meter. Wie gewöhnlich hat man im Hangenden Kalkstein, im Liegenden Schiefer.

In einem der Arbeitsräume, welche ich befahren habe, befindet sich ein Lager von ganz hellem Strahlstein in dem dunklen Augit, durch besonders gut ausgebildete schwarze Chloritschalen begrenzt, sowohl im Hangenden als im Liegenden. Dies Lager wird ganz und gar gebrochen, da es reich an Erzen ist. Uebrigens kommen auch Schwefelmetalle in dem dunklen Augit vor, obgleich mehr sporadisch. Im Kalkstein sind keine Erze vorhanden, wohl aber werden kleinere Linsen von Kalkstein, bisweilen von einer Ansammlung des umliegenden Erzes begleitet, in der Lagerart eingeschlossen; dieser Umstand kann mit dem Eisenerz-Vorkommen, das man in den Kalklinsen um die Theresiagrube angetroffen hat, analog gehalten werden. Zwei Gänge des Quarzdiorit durchsetzen sowohl den Kalk als die Lagerarten: sie sind fast parallel mit einander, ungefähr 5 Meter mächtig und gehen beinahe senkrecht gegen das Hauptstreichen. Ihr Fallen ist 60° von der Horizontalebene gegen N. Laut Angabe sollen sie eine Ansammlung der Erze verursachen, wo sie dieselben durchsetzen; aber wo sie durch den Kalk gehen, ist kein Erz oder irgend eine Lagerart zu entdecken. Es ist gut sichtbar, wie der Quarzdiorit am Contacte mit dem Kalkstein bedeutend feinkörniger als gewöhnlich, ja beinahe vollkommen dicht ist.

Zur Vervollständigung dieser Beschreibung über die wichtigsten Erzlagerstätten seien einige Angaben über einige schon ausgebeutete Gruben mitgetheilt, zum grössten Theile „Castel's Mémoires" entlehnt. [1]) Sie betreffen hauptsächlich die Vorkommen von Schwefelmetallen innerhalb der beiden südlichen Felder, die ich weniger Gelegenheit zu studiren hatte.

Bleistock, während der Jahre 1848—1849 abgebaut, bestand in seinem oberen Theile aus ziemlich reinem Bleiglanz (im Allgemeinen 50 Procent Blei und 1/4 Procent Silber). Auf niedrigerem Niveau ging das Erz in Cuprit über mit einem mittleren Gehalte von 4—5 Procent Kupfer. Die Grösse des unregelmässig begrenzten Stockes, der am Contacte zum Kalkstein belegen war, machte 30 Meter an Höhe aus, 10 Meter in der Streichungsrichtung bei einer mittleren Mächtigkeit von 4 Meter. Er zeigte eine Ergiebigkeit von 3000 Meter Erze. Gegen die Tiefe nahmen seine Dimensionen ab und er hörte auf wegen Unterdrückung durch die Lagerart.

Simon Judas ist einer der grössten Erzstöcke, welche man von diesen Gruben kennt. Sein Abbau dauerte über 40 Jahre von 1740—1784. Er bildete eine fast vertical gestellte Erzmasse von 120 Meter Höhe und einer mittleren Mächtigkeit von 25 Meter. Sein Hangendes wurde durch das Kalklager und sein Liegendes von den krystallinischen Schiefern gebildet. Das Erz bestand aus Kupferkies, buntem Kupfererz und Kupferglanz, sämmtlich schwach silberhaltig. Er war mit Granat untermengt und durch diesen niederwärts mehr und mehr geschwächt. [2]) Es ist nicht ohne Interesse, dass diese enorme Kiesmasse zum Theile in der Falte der Lagerart, welche wir oben angeführt haben, liegt.

Dies Verhältniss muss wahrscheinlich aus dem Gesichtspunkte betrachtet werden, dass die anormale Mächtigkeit des Erzes durch das Zusammenpressen eines Lagers von gewöhnlicher Mächtigkeit entstanden

---

[1]) Mémoires sur les mines et usines métalliques du Banat. Annales des mines. 6. série 16, pag. 405, 1869.

[2]) v. Born, welcher diese Gruben 1774 befahren hat, gibt in seinen „Briefe über mineralogische Gegenstände auf einer Reise durch das Banat" eine besonders anschauliche Schilderung über Simon Judas, wovon wir Folgendes mittheilen: „Das Stockwerk selbst, wenigstens der über der neunten Sohle befindliche Theil, hat zu seinem Hangenden einen schuppichten weissen Kalk und zum Liegenden Schiefer . . . . . . Bei meinem Eintritte in das Stockwerk ward ich durch einen prächtigen Anblick überrascht, der mir aber nach einer weiteren Ueberlegung ebenso grässlich schien, als er mich die ersten Augenblicke vergnügte. Die ganze Weitung dieser Grube war mit einer Menge Grubenlichter erleuchtet, die Arbeiter aber standen oder vielmehr hingen auf den hervorragenden Streifen oder Kränzen des reichsten buntfarbigen Kupfererzes und gewannen die noch übrigen Erze. Das Stockwerk hat fast eine Eigestalt, die oberste oder erste Ebensohle hat 3—4 Klafter in der Weite, welches sich nach und nach mehr ausbreitet, so dass es auf der neunten Ebensohle 26 Lachter in der Länge und 20 Lachter in der Breite enthält. Die Erze liegen hier in einer so dichten Masse beisammen, dass man nur wenig taube Gangart aushalten und wahrnehmen kann. Aus dieser Ursache sind die übrigen Bergfesten und die Treppen, auf welchen man der ersten, zweiten, dritten und neunten Ebensohle, die noch im Gange stehen, obgleich auch solche hie und da nur ein oder zwei Schuh stark sind, steiget, aus den schönsten bunten Kupferkiesen gehauen. Die dazwischen einbrechenden Gangarten sind feinkörniger, weisser. auch schuppichter Kalkstein, Kalkspath, weisser Achat mit rothen und schwarzen Flecken und gelber, auch schwarzer, körniger Granatstein."

ist. Eine solche Zusammenschiebung folgt oft der Bildung grösserer Falten, und man hat an mehreren schwedischen Eisengruben Gelegenheit zu beobachten, dass die bedeutendsten Mächtigkeiten bei dem Erze da vorkommen, wo scharfe Lagerbiegungen sind. Castel, der die aus Granat bestehenden Lagerarten als intrusive Bildungen betrachtet, meint, dass der Erzstock von einem granatführenden Gange durchsetzt ist und fügt hinzu: „Dont la présence n'est sans doute pas étrangère a l'enrichissement du stock cuivreux."

Als Beweis dafür, von welcher wechselnden Zusammensetzung die Erze hier erscheinen, kann die auf der schon mehrmals erwähnten Falte belegene Grube Carolina angeführt werden. Dieselbe führt insonderheit Zink in der Form von Carbonaten, Sulfaten und Silicaten. Der Erzstock hatte die Form eines Trichters mit 40 Meter Ausdehnung an der Tagfläche; gegen die Tiefe war sie weniger reichhaltig. Dies Erz, das 5000 Metercentner metallisches Zink gab, wurde in den Jahren 1806 bis 1847 gewonnen. Ganz nahe bei Carolina liegt Kiesstock ebenfalls auf der nämlichen Falte. Diese Grube enthält hauptsächlich Kupferkies, nebst Bleierzen, theils in oxydirtem Zustand, theils als Schwefelmetalle, eingeschlossen zwischen Magnetit und einem mächtigen Lager eines kupferhaltigen Magnetkieses.

Der Quarzdiorit.

Bis jetzt haben wir blos beiläufig das eruptive Gestein, welches mehrfach und dann in grossen Massiven in dieser Gegend gefunden wird, erwähnt. Der Grund, weshalb wir die Behandlung desselben bis zuletzt aufgespart haben, liegt darin, dass es eine abnorme Lagerung einnimmt, wie Eruptivgesteine es ja im Allgemeinen zu thun pflegen und weil es jünger als die übrigen Gesteine ist.

Betrachten wir auf der „Geologischen Karte der Banater Domäne" die Ausbreitung dieses eruptiven Gesteins, so finden wir, dass es, im Grossen gesehen, ein zusammenhängendes Massiv bildet mit der Längenausdehnung in NO.-Richtung, aus der Gegend südlich von Dognacska reichend bis Deutsch- und Roman-Bogsan, mithin längs einer Strecke von 13·7 Kilometer. Nördlich hiervon befindet sich ein noch bedeutend grösseres Massiv desselben Gesteins, welches auf der Karte nur durch die Tertiärbildungen, die sich in das Flussthal der Berzava erstrecken, sammt den Alluvial-Ablagerungen desselben Stromes von dem ersteren getrennt ist. Es unterliegt also keinem Zweifel, dass diese beiden Massive eigentlich ein einziges bilden.

Nur der erstgenannte kleinere Theil dieses grossen Massivs steht in directer Berührung mit den Erzlagerstätten oder mit der Kalkzone. Da nun die Streichungsrichtung des Eruptivgesteins mit ganz geringer Abweichung gerade nördlich ist, diejenige der Kalkzone dagegen N. 25 O., so ist es offenbar, dass der Schneidungswinkel ziemlich spitz ist, und sie kommen eine ganze Strecke lang mit einander in Berührung. Der Schneidungspunkt liegt etwas südlich vom Dorfe Moravica. Aus der dieser Abhandlung beigefügten Karte ersieht man weiter das beim ersten Blicke eigenthümliche Verhalten, dass nämlich nicht, wie man geneigt wäre zu vermuthen, das eruptive Gestein die Kalkzone durchbricht, sondern vielmehr die Kalkzone den Quarzdiorit quer durch-

schneidet und ihn so in zwei Abtheilungen theilt. Aber aus der genaueren Betrachtung der Karte oder noch besser einiger der Profile, geht deutlich hervor, dass die Kalkzone nur scheinbar den Quarzdiorit schneidet, indem dieser letztere sozusagen unter die erstere taucht, und dass folglich eine unterirdische Verbindung zwischen den ungleichen Theilen der Eruptivmasse vorhanden ist. Dies ergibt sich z. B. aus dem Umstande, dass die Erosionsthäler, welche die Kalkzone durchschneiden, also jenes der Moravica und das, welches Theresia von Reichenstein trennt, und schliesslich „Pauli Bekehrungs-Thal", an ihrem Grunde das eruptive Gestein aufweisen. Die Profile über Reichenstein, Jupiter und Carolus zeigen den unterirdischen Zusammenhang zwischen den zu beiden Seiten der Kalkzone auftretenden Massen direct; in jenem liegt die Kalkzone nur von ihren Lagerarten umgeben direct auf dem eruptiven Gestein, in diesem ist zwischen dem Kalk und dem Quarzdiorit ein Lager von Gneiss eingeschoben. Ein noch südlicheres Profil über St. Archangel und Elias-Enoch zeigt auch, wie der Quarzdiorit an der Ostseite dicht an der Kalkzone liegt, an der Westseite dagegen von ihr durch ein Gneisslager getrennt wird.

Es ist demnach das Eruptivgestein augenscheinlich eine Art Lagerstock, der sich im grossen Ganzen concordant mit den geschichteten Gesteinen ausbreitet, sie aber auch stellenweise durchsetzt und mithin an mehreren verschiedenen Niveaux unter ihnen auftritt. Den Quarzdiorit muss man also als eine colossale Injectionsmasse auffassen, die bei ihrem Vordringen sich den Weg längs den Richtungen des geringsten Widerstandes gebahnt hat, d. h. einigermassen parallel mit der Schichtstellung. An der Grenze zwischen dem Kalk und dem Gneiss ist offenbar ein Minimalwiderstand befunden worden, was sich daraus ergibt, dass gerade auf diesem Niveau eine beträchtliche Injectionsmasse auftritt. Daher erklärt es sich, dass ein Theil der Kalkzone direct auf dem eruptiven Gestein zu ruhen gekommen ist. In gleicher Weise, wie die Eruptivmassen sich zu der Kalkzone verhalten, zeigen sie sich auch gegenüber dem Gneiss. Die grösseren Gebiete des eruptiven Gesteins, welche sich nördlich und südlich seines Schneidepunktes mit dem Kalkstein befinden, müssen also als hauptsächlich in der Horizontalebene ausgebreitete Injectionsmassen, welche nach oben und unten zu von ziemlich flach liegenden Gneisslagern begrenzt sind, gedacht werden. Wahrscheinlich befinden sich die Eruptionsmassen in mehreren ungleichen Niveaux im Gneiss injicirt. Es hat folglich den Anschein, als läge das Massiv, das sich von Dognacska schnurgerade gegen N. erstreckt, auf einem anderen, augenscheinlich niedrigeren Niveau als dasjenige, welches dicht an der Ostseite der Kalkzone liegt, nämlich von Reichenstein im N. bis Calixtus im S. Diese beiden Massive werden durch eine schmale Gneissscholle — die parallel mit der Kalkzone liegt — von einander getrennt. „Glück-auf-Rücken", wo Gneiss herrscht und die höchsten Punkte in der Gegend zunächst westlich der Kalkzone liegen, kann entweder als eine solche Gneissscholle angesehen werden, welche zwei Injectionsmassive trennt, oder auch wie der in der Kalkzone gelegene Danieliberg als ein von der Eruptionsmasse ganz und gar umschlossenes und auf dieser ruhendes Stück.

Im Ganzen genommen dürfte es überflüssig sein, darauf hinzuweisen, dass die Injection solcher Gesteinskeile wie diese, welche nun zu Tage gefördert erscheinen, in grosser ansehnlicher Tiefe vor sich gegangen und erst durch eine bedeutende Erosion blossgelegt worden ist. Dasselbe eruptive Gestein geht an anderen Stellen durch Schichten, welche unzweifelhaft dem Kreidesystem angehören und muss also während einer Periode, die nicht älter als die jüngste Kreide ist, hervorgedrungen sein. Das Gebiet, wo jetzt Moravica liegt, war zu diesem Zeitpunkte wahrscheinlicherweise von einigen oder allen den sedimentären Schichtsystemen bedeckt, welche sonst in den nahegelegenen Banater Bergen vorkommen, also von Bildungen, die dem Steinkohlen-, Dyas-, Lias-, Jura- und Kreidesystem angehören. Diese, welche zusammen eine höchst bedeutende Mächtigkeit repräsentiren, sind seitdem durch Erosion aus dem Wege geschafft worden. Inwiefern es innerhalb dieses Gebietes beim Empordringen des Gesteins zu wirklichen Eruptionen an der Oberfläche mit begleitender Ejection von Aschenmassen und Lavaströmen gekommen ist, darüber zu urtheilen fehlen uns alle Mittel; diese Frage ist auch bei unserer gegenwärtigen Untersuchung von geringerem Interesse. Die Hauptsache bleibt eine richtige Auffassung des abyssischen Verlaufes, unter dem diese Eruptionsmassen entstanden sind; dadurch werden wir uns leichter eine Vorstellung von der Rolle derselben im Verhältniss zu den Erzlagerstätten machen können.

Eine vollständige Bekräftigung der eben gemachten Behauptung — wenn es überhaupt hier einer Bekräftigung bedarf —, dass diese Eruptivmassen sich in grosser Tiefe bildeten und abkühlten, liefert die Structur und die petrographische Beschaffenheit des Gesteins. Die mikroskopischen Untersuchungen, die ich an zahlreichen Proben dieses Gesteins sowohl von Moravica als von Dognacska angestellt habe, legen nämlich dar, dass das Gestein völlig krystallinisch ist und dass Glasbestandtheile darin durchaus fehlen. Dies Resultat stimmt übrigens gänzlich mit demjenigen überein, zu welchem Niedzwiezki[1]) und Szabo kamen. Wie bekannt, sind Eruptionen jüngerer eruptiver Gesteine stets durch Glassubstanzen zwischen den krystallisirten Bestandtheilen charakterisirt und folglich kann man, da hier das geologische Alter wenigstens nicht höher als cretacisch ist, die völlig krystallinische Beschaffenheit nur durch die Annahme erklären, dass diese Eruptivmassen äusserst langsam und in bedeutender Tiefe abkühlten.

Die Beschaffenheit des Gesteins im Uebrigen ist innerhalb der kurzen Strecken in hohem Grade wechselnd. Im Allgemeinen ist die Structur granitoidisch, aber mitunter auch porphyrartig. Die Bestandtheile sind:

Trikliner Feldspath, Amphibol, Biotit und Quarz; ziemlich constant, wenngleich untergeordnet, ist auch Orthoklas vorhanden, welchen Szabo nachwies. Accessorisch erscheint ein wenig Magnetit und Pyrit. Der Plagioklas ist laut Szabo's und Niedzwiezki's Untersuchung Andesin, der bald dem Oligoklas, bald dem Labrador näher kommt. In den mehr feinkörnigen und amphibolreichen Varietäten ist der Plagioklas mehr Oligoklas ähnlich, dieselben führen auch mehr Orthoklas als die übrigen, in welchen der Feldspath sich mehr dem

[1]) Jahrb. geol. Reichsanst. 1876.

Labrador nähert. Die letzteren Varietäten verwittern leichter als erstere. Bisweilen ist nämlich der Feldspath mehr oder weniger verwandelt, ja manchmal in so hohem Grade, dass wirkliche Kaolinisirung stattfindet. Das Gestein lässt sich dann mit dem Messer zerschneiden, wie z. B. in dem kleinen Massiv östlich von Franciscus. In dem auf solche Weise verwandelten Gestein sind nur Biotit und Quarz frisch.

Der Amphibol, welcher in den granitoidisch ausgebildeten Varietäten in Form dunkelgrüner, in Längsrichtung striirter kurzer Stengel vorkommt, findet sich in den porphyrischen Arten des Gesteins theils in der dichten Grundmasse, theils in Form grösserer Krystalle. Unter dem Mikroskop erscheint er nicht immer frisch, sondern häufig in kleinere Aggregate zerfallen. Mitunter gibt er auch dem Andesin Gelegenheit zur Epidotbildung.

Der Biotit ist im Schnitt nach oP dunkelgrün, im prismatischen dagegen gelbgrün und stark dichroitisch. Er ist manchmal in regelmässigen hexagonalen Tafeln ausgebildet und zeigt keine Spur von Verwandlung. Quarz in unregelmässigen Körnern ist fast stets vorhanden.

Wie dies Gestein mit Recht genannt werden müsste und welches sein Platz in dem petrographischen System sei, darüber herrschten verschiedene Meinungen. v. Cotta fasste sämmtliche Varietäten als „Banatit" zusammen, bei welcher Benennung doch schwerlich irgend ein petrographischer Begriff festgehalten werden kann. An Ort und Stelle heisst das Gestein allgemein Syenit; allein der geringe Gehalt an Orthoklas im Vergleich zu dem überwiegenden triklinen Feldspath berechtigt kaum zu dieser Benennung. Niedzwiezki nennt es Quarzdiorit, Szabo wiederum bezeichnet es als einen Trachyt, vorzugsweise Quarz-Andesin-Trachyt. Er hält nämlich das Alter des Gesteins für tertiär und schliesst aus Analogien, dass es zunächst vergleichbar sei mit dem tertiären Quarz-Andesin-Trachyt vom Vlégyaszaberg (Stache's Dacit). Da inzwischen kein Beweis erbracht wurde, dass das Alter des Gesteins in Wahrheit tertiär sei (die jüngsten Schichten, die es durchsetzt, gehören der Kreide an) und da seine Structur entschieden auf einen Platz unter den Dioriten hinweist und nicht unter den Andesiten oder Trachyten, so haben wir es vorgezogen, Niedzwiezki's Benennung Quarzdiorit anzuwenden. Wir thun dies umsomehr, als wir selbst, falls sein tertiäres Alter bewiesen wäre, Bedenken hegen würden, für dasselbe den Namen Trachyt zu gebrauchen. Wir bilden uns nämlich ein, dass in Zukunft das Princip sich mehr und mehr geltend machen werde, dass die eruptiven Gesteine — in gleicher Weise, wie es seit lange bei den sedimentären der Fall ist — nicht nach ihrem geologischen Alter, sondern hinsichtlich ihrer Mineralbestandtheile und Structur classificirt werden sollen.

II. Vergleichung der Erzlagerstätten des Banats mit den schwedischen.

Keiner der Forscher, die sich mit der Geologie der Banater Erze befassten, hat auf die überraschenden, grossen Aehnlichkeiten hingedeutet, welche zwischen diesen und manchen schwedischen

Erzvorkommen bestehen. Nachdem wir nun eine Schilderung der geologischen Verhältnisse bei Moravica und Dognacska gegeben, werden wir zum Behufe des Vergleiches in Kürze die Geologie der schwedischen Erze skizziren, wornach die Aehnlichkeiten von selber hervortreten werden.

Freilich hat Pošepny[1]) in seiner Beschreibung von Rezbanya dies Vorkommen mit Tunaberg in Schweden verglichen; und vom Rath hat die Aehnlichkeit zwischen den banatischen Erzen und Arendal in Norwegen hervorgehoben[2]), dabei aber weniger Rücksicht nehmend auf das geologische Auftreten des Erzes, als die mineralogische Beschaffenheit desselben und der Lagerart.

Eigentlich verglichen mit den schwedischen Erzen hat man die banatischen bis dahin nicht, und wenn die beiden genannten Verfasser, die auf gutem Wege waren, einen solchen Vergleich anzustellen, dies dennoch ausser Acht gelassen haben, so kann dies nur darin seinen Grund haben, dass keiner von ihnen Gelegenheit gehabt hat, an Ort und Stelle Kenntniss von den schwedischen Erzlagerstätten zu nehmen.

Die Mehrzahl der schwedischen Erze, sowohl Eisenerze als Schwefelmetalle, kommen in einem breiten Gürtel vor, der sich vom östlichen Wermland über Westmanland, den südlichen Theil Dalekarliens und den zunächst liegenden Theilen von Gestrikland erstreckt. Nördlich von diesem Gürtel gibt es keine bedeutenderen Erze als wieder im nördlichen Lappland. Dieses Gebiet, welches in grauer Vorzeit den wohlverdienten Namen „Jernbäraland" („Eisentrageland") führte, fällt in geologischer Hinsicht mit Schwedens ansehnlichstem Granulit- oder Hälleflintgneiss-Gebiet zusammen. Schon hieraus geht im Grossen hervor, welch eine Verknüpfung zwischen den schwedischen Erzen und Granulit[3]) stattfindet.

Alle schwedischen Erze gehören zum archäischen System, vorzugsweise zur jüngeren Abtheilung desselben. Törnebohm's letzter Eintheilung gemäss lässt sich nämlich das archäische System in Schweden in zwei Gruppen eintheilen: eine ältere, die aus meist grauen Gneissen (theilweise mit Cordierit und Granat), sowie rothem und grauem Granitgneiss besteht, und eine jüngere, Granulit, Gneissgranulit, Glimmerschiefer, Phyllit, Hälleflinta und auch Gneisse enthaltende Abtheilung. Beide führen krystallinische Kalksteine, die jüngere jedoch in überwiegender Menge.

Dieser jüngeren Abtheilung gehören die meisten schwedischen Eisenerze an; in den zu der älteren Abtheilung gehörenden Granat-

[1]) Geol.-montan. Studie der Lagerstätten von Rezbanya. Földtani Közlöni 1874.

[2]) Naturwissenschaftliche Studien, Erinnerungen an die Pariser Weltausstellung 1878, pag. 194 heisst es: „Die Magneteisengruben von Dognacska und Moravica gehören zu den prachtvollsten Erzlagerstätten. Die Association des Magnetit mit Granat ruft die mineralogischen Schätze von Arendal und dem Elbaischen Cap Calamita in die Erinnerung."

[3]) Betreffs der Benennung Granulit, die in Schweden allgemein angewandt wird, um den aus Quarz, Orthoklas und ein wenig Glimmer bestehenden archäischen Schiefer zu bezeichnen, der in Schwedens eisenführenden Gegenden vorkommt, mag ein- für allemal bemerkt werden, dass dies Gestein seiner petrographischen Beschaffenheit nach insofern von dem sächsischen Granulit abweicht, als es keinen Granat in sich birgt. In den Publicationen des „Sveriges geologiska Undersökning" wird dies Gestein Hälleflintgneiss genannt.

und Cordieritgneissen kommen auch Eisenerze vor, jedoch von geringerer Bedeutung. Diese sind dann immer mit Kalkstein verbunden. Die Kupfer- und Silbererze scheinen ausschliesslich an die obere Abtheilung gebunden zu sein. Erstere kommen gleich den Schwefelkiesstöcken vorzugsweise im Glimmerschiefer vor, während das Silbererz (stets Bleiglanz) gewöhnlich dem krystallinischen Kalkstein Gesellschaft leistet.

Die schwedischen Eisenerze sind mit einer einzigen bemerkenswerthen Ausnahme (Taberg in Småland) Lagerbildungen. Dies beweist ihr Verhalten zu dem umliegenden Gestein sowohl als ihre Form zur Genüge. Wenn es eine Frage gibt, über welche alle schwedischen Geologen einig sind, so ist es die über die Lagernatur[1]) der im Lande vorkommenden Eisenerze; und auch ausländische Geologen, die selbe studirten, haben dieselbe Ansicht gehegt. Dies gilt auch für die Kupfererze, obgleich die dieselben berührenden Verhältnisse weit weniger klar sind. Das beträchtliche Vorkommen von Zinkblende bei Åmmeberg ist ein typisches Lager. Was die Bleiglanzlager betrifft, so mag nur gesagt sein, dass bei dem hauptsächlichsten derselben, Sala, die Verhältnisse darauf hinweisen, dass ein Theil des Bleiglanzes als primärer Bestandtheil im Kalkstein vorkommt, während ein anderer Theil secundär in Rissen abgelagert zu sein scheint.

Die schwedischen Eisenerze sind entweder Magnetit oder Eisenglanz. Weitere mineralogische Unterschiede sind bedingt durch die das Erz begleitenden Lagerarten. Diese können aus Mineralmassen von sehr verschiedenartiger Beschaffenheit bestehen und umgeben die Erze schalenförmig oder sind mit denselben vermengt. Eine ganz gewöhnliche Erscheinung ist auch, dass die Lagerarten sich in der Streichrichtung der Erze fortsetzen und „Skarnlager" bilden, welche die ungleichen Erzstöcke innerhalb ein und desselben Lagers mit einander verbinden. Solche Skarnlager sind oft durch ihre von dem sie umgebenden Gestein abweichende mineralogische Zusammensetzung ausgezeichnete Leitlager und thun gute Dienste bei der Entwicklung des Lagerbaues. Die Eisenerze lassen hinsichtlich der mineralogischen Beschaffenheit ihrer Lagerarten drei Haupttypen erkennen: 1. solche, welche Silicate, 2. welche Quarz und 3. welche Kalkstein im Gefolge haben.[2]) Es ist bemerkenswerth, dass diese Eintheilung der schwedischen Eisenerze mit derjenigen zusammenfällt, welche unsere Hüttenmänner schon seit uralten Zeiten machen. Das kommt daher, weil die Lagerart so intim mit dem Erze vermengt ist, dass sie nicht vermittelst Scheidung davon getrennt werden kann. Diese untermengten Mineralien haben natürlich einen wesentlichen Einfluss auf das Verhalten der Erze beim Schmelzen im Hochofen und die Hüttenleute haben sie deswegen in „Quicksteine" (welche leicht schmelzbare Silicate enthalten), „Torrsteine" (quarzführende) und „Blandsteine" (kalkige) eingetheilt; die ersteren schmelzen für sich allein im Hochofen ohne jeglichen Zusatz,

[1]) Siehe die Zusammenstellung hierüber in Gumaelius, „Von der Altersfolge der Erzlager und deren Anwendung als Leitlager." Herausgegeben von „Sveriges geologiska Undersökning".

[2]) A. Sjögren, Verhandlung d. geologischen Vereins. 2, 2, 1874. O. Gumaelius, Uebers. der Verhandlungen der k. wissenschaftl. Akad. 1875.

die zweite Sorte erfordert einen Zusatz von Kalk und die dritte von quarzigem Erz oder Quarz.

Die den ersten Haupttypus charakterisirenden Silicate sind: Granat, Pyroxene und Amphibole, Epidot, Chlorit, sowie in geringerer Menge Talk und Serpentin. Dieser Typus ist immer reinstes und reichstes Magnetiterz. Das umgebende Gestein ist theils Granulit, der meist grau aussieht, theils auch Kalkstein, häufig das eine Gestein im Hangenden, das andere im Liegenden. Die Erze sind nicht allein untermischt mit, sondern auch umgegeben von Lagerarten, welche zuweilen 5—10 Meter mächtig sind, und sich in der Streichungsrichtung des Erzes fortsetzen. Gegen das umliegende Gestein sind beide (Erz- und Lagerart) scharf begrenzt. Die Erze bilden keine regelmässigen Lager, sondern die Stock- oder Linsenform ist die vorherrschende, sie haben also eine bedeutende Mächtigkeit im Verhältniss zur Ausdehnung. Beispiele: Die Wermländischen Grubenfelder, Persberg, Nordmarken und Taberg.

Der Erztypus, welcher sich durch seinen Quarzgehalt charakterisirt, unterscheidet sich in mehrfacher Hinsicht von dem vorhergehenden. Der Quarzgehalt ist streifenweise im Erze vertheilt, das dadurch eine ausserordentlich deutliche Bänderung erhält.

Feldspath nebst Epidot und Granat gehen in kleineren Quantitäten in das Erz ein, wogegen solche Mineralien, die zu den Pyroxen- und Hornblendegruppen gehören, vermisst werden; dasselbe ist mit Talk und Serpentin der Fall. Mitunter sind sie stark von Apatit verunreinigt. Diese Erze sind manchmal Magnetiterze, am häufigsten aber Eisenglanz mit ausgeprägt schuppiger Textur. Das umliegende Gestein ist Gneiss, der bisweilen mehr nach der Grenze des Eisenlagers zu einen Uebergang in Granulit zeigt. Kalklager kommen gar nicht im Verein mit diesem Erztypus vor. Das Erzlager liegt meist ohne angrenzende Lagerart im Gestein eingeschlossen und zeigt keine scharfe Grenze gegen dasselbe; das fündige Erz geht mithin nach und nach in taubes Gestein über.

Diese Erze zeichnen sich durch gleichmässige Mächtigkeit, regelmässiges Streichen und Fallen, sowie Beharrlichkeit in der Streichungsrichtung aus. Sie haben also die Form von vollkommenen Lagern. Zu dieser Art Erzen gehören die grössten schwedischen Erzfelder: Der Grängesberg in Dalekarlien, Norberg in Westmanland und Gellivara in Lappland.

Der dritte Typus ist durch seinen Kalkgehalt charakterisirt, wie durch das Vorkommen von Manganmineralien. Diese sind theils Silicate, als Rhodonit und Knebelit, theils Oxyde, wie Hausmannit, Pyrochroit, Manganit, andemtheils auch Manganspath. Mitunter gehen sie in wirkliche Manganerze über, indem der Eisengehalt durch Hausmannit im Kalke ersetzt wird. Diese Erze liegen im Kalke eingelagert, welcher seinerseits von Granulit (bisweilen Hälleflinta) umschlossen wird. Sie sind in der Regel Magnetiterze, seltener Eisenglanz (Långbau). Schwefelmetalle begleiten oft das Erz, hier und da in so grosser Menge, dass es sich als untauglich zur Herstellung eines guten Eisens erweist. Aehnlich den Erzen des ersten Typus kommen auch diese nicht in regelmässigen Lagern mit anhaltender Streichungsrichtung vor,

sondern häufiger in Linsen- oder Stockform. Als Repräsentanten dieses Typus können genannt werden: Das bekannte Dannemora in Upland und Långbau in Wermland, letzteres berühmt wegen seiner vielen seltenen Manganmineralien.

Bei einem Vergleich mit den Banater Erzen fällt es sofort in die Augen, in welchem hohen Grade dieselben dem ersten Typus der schwedischen Eisenerze gleichkommen.

Vollkommene Uebereinstimmung findet statt, was die mineralogische Zusammensetzung der Erze und Lagerarten, wie die Beschaffenheit der angrenzenden Gesteine betrifft, die Form der Erze und ihr Verhalten zu den umliegenden Gesteinen und endlich das geologische Vorkommen in seiner Totalität. Fassen wir diese Uebereinstimmungen etwas näher in's Auge.

Die schwedischen Erze dieses Typus charakterisiren sich durch ihren Gehalt an Silicaten in der Lagerart; diese Silicate sind genau dieselben, welche im Gefolge der Eisenerze bei Moravica und Dognacska vorkommen, nämlich: „Granat, Pyroxen- und Amphibolmineralien, Epidot, Chlorit, sowie Talk und Serpentin. Dass die Mehrzahl dieser Mineralien in colossalen Massen rund um die genannten banatischen Erze auftreten, war lange bekannt; hinsichtlich der Pyroxenmineralien habe ich in dem Vorhergehenden zu beweisen versucht, dass sie keine so unbedeutende Rolle darin spielen, wie bisher angenommen. Der Epidot scheint durch eine Umwandlung sonstiger in der Lagerart vorhandener Mineralien entstanden zu sein, welche Bildungsart, so weit bekannt ist, auch auf den bei den schwedischen Eisenlagern vorkommenden Epidot anzuwenden ist. Was Chlorit, Talk und Serpentin betrifft, so erscheinen dieselben bei Moravica und Dognacska freilich nicht in so beträchtlicher Menge, als dass sie auf die mineralogische Beschaffenheit der Lagerarten wesentlich einwirken könnten. Das ist genau dasselbe Verhältniss, wie bei vielen schwedischen Erzen dieses Typus, in welchen die genannten Mineralien nur untergeordnet sich finden oder in denen sie ganz fehlen. Denn innerhalb dieses Erztypus kommen manche verschiedene Variationen vor, je nachdem eins oder das andere der erwähnten Mineralien vorherrscht: „Granaterze“, „Pyroxen- und Amphibolerze“, „Talkerze“ u. s. w. Auf Persbergs Grubenfeld erscheinen die Erze auf 3 Niveaux, deren beide obersten eine Lagerart von Pyroxen und Granat zeigen, während das unterste typische Amphibollagerarten [1]) enthält. Tabergs Gruben in Wermland und Dalkarlsbergs in Westmanland haben dagegen chloritische und talkige Lagerarten, in welche Pyroxen und Amphibol nur untergeordnet eingehen. Nach der schwedischen Terminologie wären die Eisenerze Moravicas und Dognacskas zweifelsohne als „Granat-Pyroxen- und Amphibolerze“ zu bezeichnen.

Rücksichtlich der Art der eigentlichen Erze sind die schwedischen dieses Typus Magnetit. Aber auch bei Moravica und Dognacska macht Magnetit entschieden den grössten Theil der Erzmasse aus. Während des Jahres 1883 wurden daselbst 77.000 Tonnen Magnetit

[1]) Törnebohm, Geognostische Beschreibung der Persbergs-Grubenfelder. Schwedens geol. Unters. 1875.

und 6000 Tonnen Hämatit gebrochen. Dabei können wir gern gänzlich von dem Vorkommen des Brauneisensteins absehen, denn dieser ist ein in den obersten Theilen des Erzlagers gebildetes Secundärproduct, das sowohl aus Magnetit als aus Hämatit entstehen kann. Auf dass das Vorkommen von Hämatit aber nicht als wesentlicher Charakterunterschied gegenüber den fraglichen schwedischen Typen betrachtet werde, mag darauf hingedeutet werden, dass man auch in Schweden, wenngleich ausnahmsweise, Eisenglanzerze in diesem Typus begegnet, beispielsweise bei Dalkarlsberg, wo nicht nur Magnetit sondern auch Eisenglanz in das Gefüge des Erzlagers eingehen.

Wir gehen jetzt daran, die Form der Erze zu vergleichen, sowie deren Verhalten zu der angrenzenden Gesteinsart. Wie sich die schwedischen Erze dieses Typus als getrennte Linsen oder Stöcke in der Lagerart gebettet befinden, welche theils in dem Erze selbst eingemengt ist, theils auch die Linsen schalenförmig umgibt und in deren Streichrichtung fortsetzt, dabei die zu ein und demselben Lager gehörenden Partien mit einander vereinend — just ebenso ist es auch bei Moravica und Dognacska. Die beiden „Scheidungen" enthalten daselbst die Erze auf eben dieselbe Weise, wie z. B. die Pyroxen-Granatlager bei Persberg. Der einzige Unterschied könnte möglicherweise darin liegen, dass die Lagerarten bei den banatischen Erzen Mächtigkeiten erreichen, die kein einziges Grubenfeld in Schweden aufzuweisen hat. Während bei diesen letzteren die Mächtigkeiten von einigen Decimetern zu 10 bis 20 Meter wechseln, beläuft sich die westliche Scheidung bei Arpad im Dognacska-Revier bis auf 150 Meter. Aber ich meine, bei der wechselnden Mächtigkeit, wie sie in den schwedischen Lagerarten sowohl als in den banatischen vorkommt, welche alle an gewissen Punkten auf dem Wege sind, auszukeilen und zu verschwinden, um in kurzer Entfernung davon wieder zu bedeutenden Mächtigkeiten anzuschwellen, sei es nicht gerade passend, zu grosse Bedeutung an diese Unterschiede zu knüpfen, da die Verhältnisse im Uebrigen gleich sind.

Erscheinen auch die Verhältnisse an mehreren Stellen in den Revieren von Moravica und Dognacska (z. B. Theresia) sehr verwickelt und schwer zu erörtern, so zeigen andere Erzvorkommen dagegen, z. B. die, welche zur Zeit meines Besuches in St. Archangel im Abbau waren, eine so deutliche Linsenform, wie man sie nur wünschen kann. Das Verhältniss, das man von allen schwedischen Erzlagerstätten dieser Art her kennt, nämlich, dass die einzelnen Erzlinsen nach Streichen und Fallen mit der Lagerart übereinstimmen, d. h. ihre platte Seite und nicht die Kanten gegen dieselbe wenden, finden wir nicht nur bei den schon genannten Linsen in St. Archangel wieder, sondern auch an den übrigen Localitäten, wo die Linsenform genügend ausgeprägt ist, um wahrgenommen werden zu können.

Bei Charakterisirung der in Frage stehenden schwedischen Eisenerztypen ist die Aufmerksamkeit darauf gelenkt worden, dass das Erzlager scharf gegen das angrenzende Gestein grenzt. Entweder ist das Erzlager bei scharfer Grenze mit dem umliegenden Gestein verwachsen oder es besteht die Begrenzung aus sogenannten „Schalen", die gewöhnlich mit Chlorit oder Talkmineralien erfüllt sind. Die Mächtigkeit der „Schalen" macht meist nur einige Centi-

meter aus, kann aber manchmal bis zu mehreren Metern steigen. Solche „Schalen“ kommen sowohl an der Grenze zwischen den Erzlinsen und der Lagerart vor, als auch zwischen dieser letzteren und dem umgebenden Gestein. Durchaus gleichartige „Schalen“ hatte ich Gelegenheit in der Grube St. Archangel zu beobachten, wo sie einen horizontalliegenden Erzstock von 85 Meter Länge, 60 Meter Breite und 8 Meter Höhe umschliessen und denselben gegen die Lagerart begrenzen. Dass ein solches Verhältniss bei Dognacska und Moravica keineswegs zur Ausnahme gehört, sondern im Gegentheil ganz allgemein ist, darüber war ich in der Lage, mir durch mündliche Angaben Gewissheit zu verschaffen.

Wie ferner die Lagerarten sich bei den schwedischen Erzlagerstätten als wirkliche Lager verhalten, indem sie ein bestimmtes Niveau in der Lagerfolge einnehmen und durch ihre abweichende mineralogische Zusammensetzung oft grosse Dienste als ausgezeichnete Leitlager leisten, ebenso verhalten sich auch die banatischen „Scheidungen“, welche constant an der Grenze zwischen den krystallinischen Schiefern und dem überliegenden Kalkstein vorkommen, concordant zur sonstigen Lagerfolge und treten als echte Lager auf, wie es mein Bemühen gewesen in dem Vorhergehenden zu beweisen.

Betreffs des Gesteins, in welchem die schwedischen Eisenerze dieses Typus vorkommen, haben wir schon gesagt, dass sie an Granulitgebiete gebunden sind.

Der Granulit (Eurit, Hälleflintgneiss) ist ein feinkörniges, meist nicht sonderlich deutlich geschiefertes Gemenge von Quarz, Orthoklas und Glimmer. Die dichteren Varietäten heissen: „Hälleflinta“. Seiner Zusammensetzung nach entspricht er also dem sächsischen Glimmergranulit, von demselben unterschieden dadurch, dass Granat, der allerdings bisweilen erscheint, nicht als constituirender Bestandtheil des Gesteins angesehen werden kann.

Wir haben bereits bei der Beschreibung der Gesteine, welche um Moravica und Dognacska vorkommen, die vollkommene Identität zwischen dem dort etwas uneigentlich benannten Glimmerschiefer und dem schwedischen Granulit dargelegt und können uns nun darauf beschränken, auf diese zurückzuverweisen.

So haben wir denn die Aehnlichkeiten hervorgehoben, welche zwischen der mineralogischen Zusammensetzung der schwedischen Erzlager und den besprochenen „Scheidungen“ bei Moravica und Dognacska zu finden sind. Diese Aehnlichkeiten sind so auffallend, dass sie sich unwillkürlich Jedem aufdrängen müssen, der in der Lage gewesen ist, beide mit eigenen Augen zu besichtigen. Sie offenbaren sich nicht allein an einzelnen Handstücken aus den beiden Gebieten, sondern in noch höherem Grade an ganzen Serien von Handstücken. Daneben ist es unsere Aufgabe gewesen, zu beweisen, dass diese Gleichheit auch geologisch zutrifft, indem sowohl die Formen der einzelnen Erzlinsen und das Verhältniss der Lagerarten zum Schichtsystem ungemein übereinstimmend sind, als auch das angrenzende Gestein identisch ist. Wir kommen nun zu einem anderen geologischen Moment, bei dem gleichfalls völlige Uebereinstimmung stattfindet, und mit welchem, der Ansicht

aller Geologen nach, welche sich mit der Frage über die Geologie dieser Erze beschäftigt haben, eine gewisse genetische Bedeutung verbunden ist.

Es ist dies die allgemein bekannte und schon bei der Beschreibung der Lagerstätten zur Genüge erläuterte Thatsache, dass die „Scheidungen“ nebst den Erzen auf dem Contacte zwischen krystallinischen Silicatgesteinen und Kalkstein vorkommen, so dass man überall, wo keine Ueberkippung stattgefunden hat, den Kalkstein im Hangenden und die krystallinischen Schiefer im Liegenden hat. Dieses Verhältniss ist auch von vielen schwedischen Eisenlagerstätten bekannt, sowohl denen jenes Typus, der den Vorkommen bei Moravica-Dognacska ähnelt, wie von manchen anderen.

Ohne hier auf eine weitere Untersuchung über die Beschaffenheit des Zusammenhanges einzugehen, der unzweifelhaft zwischen dem erwähnten Verhältnisse, das man noch nicht eigentlich zu erklären vermochte, und der Bildungsart der Eisenerze besteht, wollen wir vorderhand nur unsere Behauptung bekräftigen, dass die charakteristische Lagerfolge, wie sie bei Moravica und Dognacska herrschend ist, nämlich von unten gerechnet: „1. Krystallinische Schiefer, 2. Lagerart mit Erzen, 3. Kalkstein“ bei den schwedischen Erzen wiederzufinden ist. Das Verhältniss von Persberg sei zuerst beleuchtet:

Wie früher gesagt ist, erscheinen die Erze dieses Grubenfeldes in drei Niveaux, deren niedrigstes eine Lagerart von Amphibol kennzeichnet, während die beiden oberen aus Granat-Pyroxenarten bestehen. Das oberste Erzlager, welches Törnebohm „Storgrufvelagret“ benennt, bildet den Boden einer stark zusammengepressten Mulde, welche mit dolomitischem Kalkstein angefüllt ist. Bei diesem Lager hat man also die eben angeführte charakteristische Lagerfolge, nämlich 1. Granulit, 2. Granat-Pyroxenlagerarten mit Erzlinsen, 3. krystallinischen Kalkstein. Die Gruben, welche dies Lager umfasst, sind die wichtigsten des ganzen Feldes: „Storgrufvan“, „Alabama“, „Gustav Adolph“ und „Skärstöten“. Um zu veranschaulichen, wie gross die Aehnlichkeiten in der That sind, sei hier einer Skizze (Fig. 3) über den Theil des Persbergfeldes, der von dieser mit Kalk angefüllten Mulde eingenommen wird, eine Skizze von einem Stücke der Kalkzone aus dem Dognacskagebiet gegenübergestellt (Fig. 4).

Genau dasselbe Verhältniss finden wir bei den Eisengruben Nordmark's (ungefähr 14 Kilometer NW. von Persberg). Auch hier wird das Erzlager in seinem Hangenden von krystallinischem Kalkstein, in seinem Liegenden dagegen von Granulit begrenzt; der Kalkstein ist stark zu einer stockförmigen Masse zusammengeschoben oder gedrückt, und das Erzlager ist im N. gefaltet und vollkommen umgebogen, welcher Umstand demselben in der Kogrube die exceptionelle Mächtigkeit von circa 20 Meter verleiht.

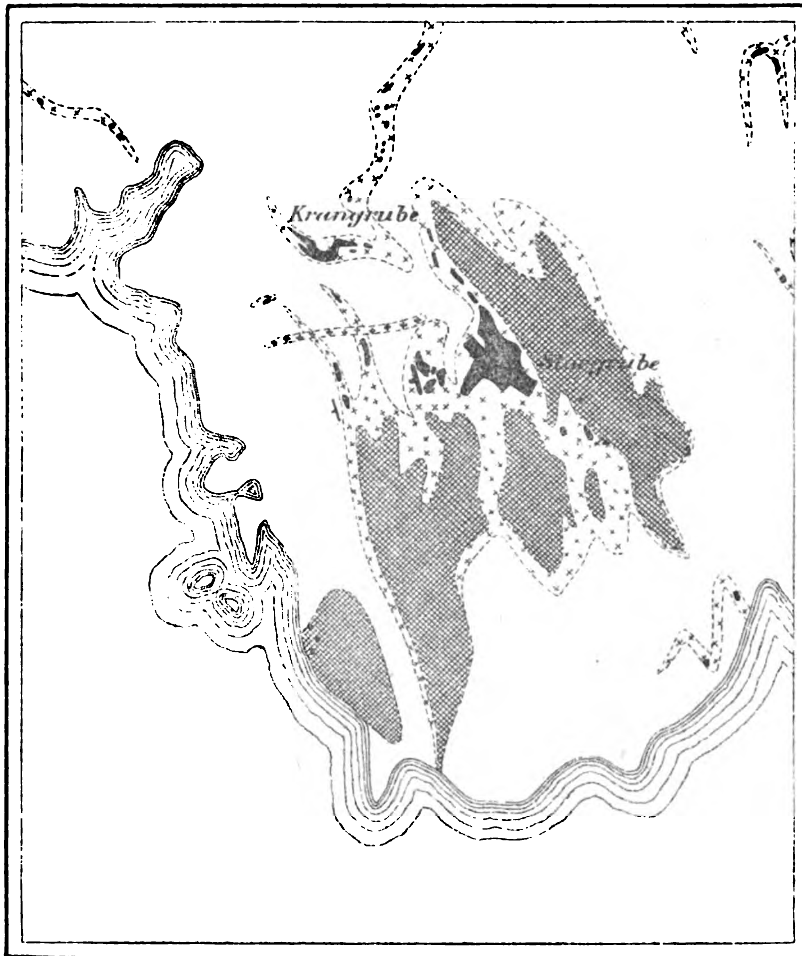
Dasselbe Verhältniss kann noch an vielen anderen Stellen in den Wermländischen Eisenerzgegenden wahrgenommen werden. Zuweilen geschieht es, dass die Lagerart von Pyroxenmineralien und Granat, die auf dem Contacte zwischen dem Kalksteine und dem Granulit vorkommt, keine Erze führt, oder wenigstens keine praktisch verwendbaren, aber die Lagerarten sind doch stets vorhanden. An der Grenze zwischen beiden Gesteinen tritt dann nur ein ziemlich schmales Lager von Granat

und Pyroxenarten auf, welches einige kleinere Stöcke von Magnetit einschliesst. So ist es z. B. der Fall bei dem Gåsgrufvefeld, das auf halbem Wege zwischen Persberg und Filipstad liegt. Aber nicht blos auf die

Fig. 3.

PERSBERGS GRUBENREVIER IN WERMLAND.

Maafsstab, 1:10.000





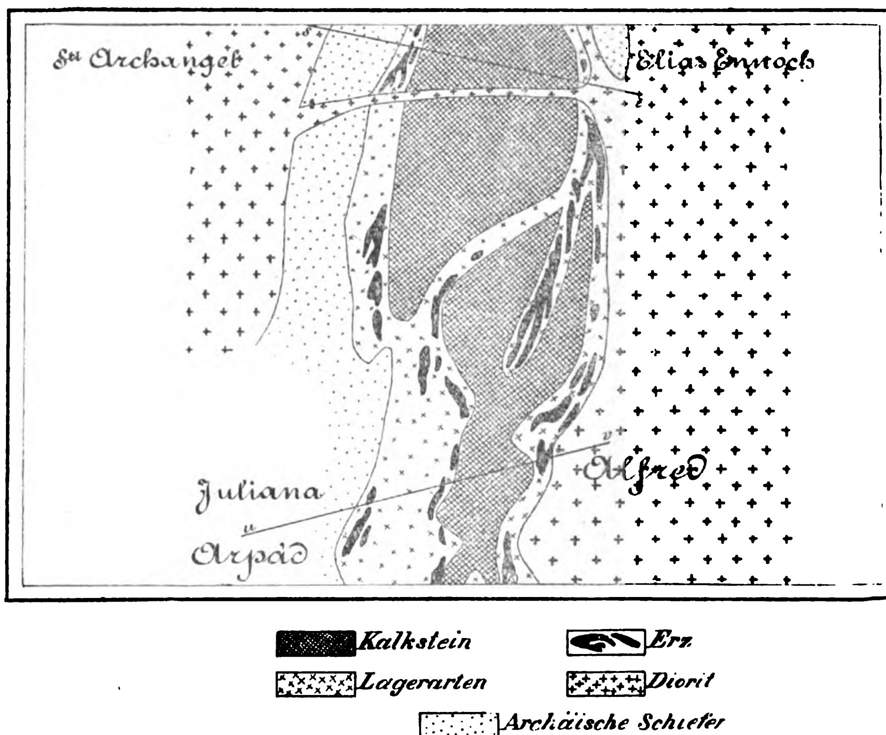
Gruben in Wermland ist diese Lagerfolge beschränkt, von wo sämmtliche vorhergehenden Exempel genommen sind, sondern wir können in Upland dasselbe charakteristische Verhältniss wiederfinden. Die hauptsächlichsten

Gruben in Upland sind die weltbekannten von Dannemora; allein diese gehören nicht zu dem Erztypus, mit welchem die Banater-Erze sich vergleichen lassen, sondern zu dem dritten Typus, der sich durch seinen Kalk- und Mangangehalt charakterisirt. Diese Erze liegen ganz und gar in Kalkstein eingebettet und haben statt Granat und Pyroxen oder Amphibolmineralien mannigfache Manganmineralien im Gefolge: sie erweisen sich also wesentlich ungleich den kürzlich verhandelten und können deshalb nicht mit den banatischen verglichen werden.

Fig. 4.

THEIL DES GRUBENREVIERS VON DOGNACSKA.

Maaſsstab. 1:20.000



Jedoch kommen nicht weit von Dannemora einige kleinere Grubenfelder, Ramhäll und Steuring, welche alle charakteristischen Eigenschaften von Typus 1 besitzen, vor.

Bei Ramhäll treten die Erze in zwei recht unregelmässig geordneten Parallelen auf. Die nördlichere führt Eisenglanz, der ohne Lagerarten direct in dem angrenzenden Granulit eingelagert vorkommt; dieses Eisenlager ist mithin seiner Beschaffenheit nach am nächsten übereinstimmend mit denjenigen aus Typus 2 (quarzhaltige Eisenglanzvorkommen).

Ungefähr 40 Meter südlicher kommt ein anderes hiermit paralleles Erzlager vor, welches Magnetit führt und aus vielen, auf mehrere Parallelen vertheilten Linsen zusammengesetzt ist. Getrennt und umgeben sind diese von Granat und Pyroxen. Im Hangenden dieses Erzlagers kommt ein Lager krystallinischen Kalksteins vor, das wechselnde Mächtigkeit zeigt und an einigen Stellen unterbrochen ist, es grenzt mitunter direct an Magnetit, der in solchem Falle hiemit fest verwachsen ist, mitunter wird es auch durch die Lagerart davon getrennt. Die ganze Länge des Eisenlagers beträgt bei Ramhäll circa 1·5 Kilometer.

Bei der nahebelegenen Grube von Steuring, die von grauem Granulit umgeben ist, ist das Verhältniss wesentlich gleichartig. Das Erz ist Magnetit, in Form von Linsen in einer ziemlich mächtigen Pyroxenbildung, welche manchmal granathaltig ist, eingeschlossen. Der Kalkstein kommt hier linsenweise im Liegenden des Erzes vor, welcher Umstand wahrscheinlich auf Inversion der ganzen Lagerstellung beruht.

Wir haben nun gesehen, dass die für die banatischen Erze so charakteristische Lagerfolge sich bei vielen schwedischen Erzen des gleichen Typus wiederholt. Es mag übrigens noch darauf aufmerksam gemacht werden, dass dieselbe Lagerfolge auch bei anderen Eisenerzen auftreten kann, so z. B. bei den bekannten Elbaerzen von Rio Marina und Cap Calamita. Das mächtige Lager von Eisenglanz, mit Hämatit, Brauneisenstein und etwas Magnetit vermischt, hat hier im Hangenden einen krystallinischen, etwas porösen Kalkstein und im Liegenden quarzige Schiefer. Was das geologische Alter dieser Lager, sowie des Eisenlagers an sich angeht, so sind die Ansichten darüber sehr getheilt; augenscheinlich gehören sie doch nicht dem archäischen System an, welcher Umstand anzudeuten scheint, dass die Verhältnisse, welche die durch diese in Frage stehende Lagerfolge charakterisirten Erze begleiten oder bedingen, nicht auf die archäische Periode beschränkt waren.

Wir kehren jetzt nach Persberg zurück und wollen die Aufmerksamkeit noch auf eine Analogie lenken, die zwischen den dortigen und den banatischen Erzen vorhanden ist. Aus dem Kartenriss pag. 643 [37] ersieht man, dass die Lagerarten, die am Grunde der von Kalk und Dolomit erfüllten Mulde liegen und welche das sogenannte Storgrufvelager bilden, nicht nur den Kalkstein von allen Seiten begrenzen und umschliessen, sondern die Kalkmasse durch zwei apophysenähnliche Verzweigungen in drei Partien theilen. Aus der ganzen dortigen Lagerstätte geht jedoch hervor, dass die genannten Verzweigungen der Lagerartmasse keineswegs von irgendwie intrusiver Natur sind, ebensowenig wie die Lagerart im Ganzen genommen. Sie verhalten sich offenbar wie Falten auf dem Grunde der Mulde, welche durch Erosion blossgelegt wurden. Dass die Schale einem nach NO. bis SW. wirkenden Druck unterworfen gewesen, der dieselbe zusammengefaltet hat, wird auch übrigens aus ihren Contouren klar. Ein ähnlicher Druck gibt sich ebenfalls über dem ganzen Persbergsfelde zu erkennen und scheint derselbe dort ganz speciell die allgemeine Lagerstellung bedingt zu haben, obgleich die verwickelten Verhältnisse dieser zweifelsohne ein Product von Faltungen sind, die nach verschiedenen Richtungen und zu verschiedenen Zeiten thätig gewesen. Sämmtliche Skarnlager sind nämlich verhältnissmässig regelmässig, wenn sie nach

NW.—SO. streichen, aber gebogen und gefaltet, sobald sie in anderen Richtungen verlaufen. Genannte Schale ist also gewissermassen durch drei verwachsene Schalen gebildet, die durch die obenerwähnten Falten von einander getrennt werden.

Werfen wir nun einen Blick auf das Stück der Kalkzone vom Dognacska-Revier, das nach dem Persbergsriss seinen Platz hat, so tritt die Aehnlichkeit ganz von selbst hervor. Die Kalkzone ist hier durch ein schieflaufendes Band der Lagerart, das sich ausserdem noch verzweigt und einen Zweig in südwestlicher Richtung aussendet, in zwei Hälften getheilt. Diese Partien der Lagerart sind gleich den übrigen erzführend und verhalten sich in allen Punkten wie diese. Diejenigen, welche geneigt sind, die Lagerarten sammt deren Erzen als Eruptive zu betrachten, halten diese, die Kalkzone durchschneidenden Partien für wirkliche Gänge; als solche betrachtet sie nämlich Castel[1]). Aber diese können durch die Verhältnisse bei Persberg, wo die Lagernatur unbestreitbar ist, belehrt werden, dass solche Bildungen, welche in mancher Hinsicht an Gänge erinnern, doch auf andere Weise gebildet sein können. In der That muss auch eine Untersuchung an Ort und Stelle zu dem Resultate führen, dass die fraglichen gangähnlichen Bildungen innerhalb der Kalkzone von Dognacska keineswegs Gänge sind, sondern nur Falten der am Boden der Mulde liegenden Lagerartmasse und folglich nicht intrusiv in der eigentlichen Bedeutung des Wortes. Als Beweis dafür, wie gangähnliche Formen mitunter durch starke Biegungen entstehen können, wollen wir noch ein Exempel von Persberg mittheilen, das wir Törnebohm's Beschreibung dieses Grubenfeldes entlehnen. Die beiden Gruben „Gustav Adolph" und „Skärstöten", beide zu dem Storgrufvelager gehörend, das dolomitischen Kalk im Hangenden und Granulit im Liegenden hat, liegen je an der nach Norden zu spiessähnlich vorstehenden Spitze der Lagerart (siehe Fig. 3). Diese Spitzen werden zu beiden Seiten von Granulit begrenzt. Sie haben unleugbar ein apophyseähnliches Aussehen und sicher würde mancher Geolog geneigt sein, sie als solche zu deuten, und sie als Stütze für die eruptive Natur der Lagerartmasse anführen.

Ein eingehenderes Studium der Verhältnisse am Platze selbst hat inzwischen gezeigt, dass eine solche Auffassung hier nicht passt. Unterstützt durch die vielen Beispiele von scharfen Biegungen, die die Geologie der Persberggegend im Uebrigen aufzuweisen hat, kann man sich leicht vergegenwärtigen, wie zwei nebeneinander liegende Doppelbiegungen durch einen starken Seitendruck nach und nach zusammengedrückt werden konnten, so dass sie an den Biegungspunkten die spiessähnlichen Zacken herausdrängten, wie sie nun erscheinen und deren äusserste Spitzen schliesslich durch einen von Norden wirkenden Druck eine Biegung gegen Westen erhalten haben. Dass ganz besonders durchgreifende Störungen hier stattgefunden haben, wird durch die Beschaffenheit des Erzes an sich bestätigt. Es sieht nämlich oft aus, als ob dasselbe zertrümmert gewesen und wieder verbunden worden, wobei der cementirende Stoff theils Kalkspath gewesen, wie z. B. an Skärstötens hängender Wand, theils mehr grobkrystallinischer Magnetit,

[1]) Castel, Mémoire sur les mines et usines du Banat. Annales de mines. 6. sér., t. XVI.

wie in Gustav Adolph, wodurch das Aussehen des Erzes in gewisser Weise breccienartig wird.

Dass in den Gruben-Feldern von Moravica und Dognacska gleichfalls solche Breccienbildungen vorkommen, sowohl im Erze als im Kalkstein, ist von Marka dargestellt worden und bestätigt die Ansicht, dass dort eine Faltenbildung nach derselben Art wie die in Persberg vor sich gegangen ist.

Bei dieser Vergleichung zwischen den schwedischen Erzen des Typus I (Persberg-Typus) und den banatischen haben wir bisher ausschliesslich die Aufmerksamkeit auf die Eisenerze gelenkt, aber auch andere Erze — in erster Linie Schwefelbildungen von Eisen, Kupfer, Blei und Zink — kommen in derselben Lagerstrecke vor und ehe wir diesen Vergleich abschliessen, wollen wir doch einige Worte über die letztgenannten sagen. Dabei können wir uns ganz kurz fassen. Diese Erze treten nämlich im Vergleich zu den Eisenerzen in ziemlich unbedeutender Menge auf, und wenn auch die Kupfer-, Blei- und Silbererze praktisch werthvolle Funde ausmachen, so sind es doch vornehmlich die Eisenerze, welche der Lagerstrecke ihren eigentlichen geologischen Charakter verleihen. Aufklärend ist in dieser Hinsicht, dass während des Jahres 1883 bei Moravica und Dognacska 91.630 Metercentner Eisenerze, 54 Metercentner Kupfererz und 151 Metercentner Blei- und Silbererze gewonnen wurden, zusammen also 205 Metercentner Schwefelmetalle von *Fe, Cu, Pb* und *Ag*.

Die schwedischen Kupfer-, Blei- und Silbererze sind gleich den Eisenerzen an die Granulit- und Hälleflintagegenden gebunden. Doch kommen sie im Allgemeinen nicht im Granulit selbst vor, sondern in den mehr glimmerschieferartigen oder quarzigen Einlagerungen, die sich im Granulit befinden und mitunter recht grosse Verbreitung haben. Das ist z. B. der Fall mit der Kupfergrube von Falun, welche in einem theils quarzigen, theils glimmerschieferartigen Lager im Granulit eingeschlossen liegt. Dasselbe Verhältniss erscheint bei den Nya Kopparbergs, Ljusnasbergs und Kafveltorps Kupfergruben. Was die Vorkommen von Bleiglanz betrifft, so sind dieselben entweder an krystallinischen Kalkstein, wie z. B. Sala gebunden oder sie kommen in Quarzausscheidungen vor.

Diese Erze sind ebenfalls als Lagerbildungen zu betrachten, obwohl sie im Allgemeinen unregelmässigere Linsen und Stöcke bilden als die Eisenerze; Bleiglanzvorkommen scheinen die allerunregelmässigsten zu sein. Dass jedoch auch Schwefelmetalle in grösserer Ausdehnung auf sehr regelmässigen Lagern vorkommen können, ersieht man aus den Erzfunden bei Ammeberg. Hier kommen in grauem Granulit, einerseits zwei Zinkblendelager, von denen das eine 5 Kilometer verfolgt werden kann, vor, anderseits parallel hiermit ein kleineres Lager von Bleiglanz und in dem Hangenden des grösseren Zinkblendelagers und in einiger Entfernung davon ein Lager von Magnetkies. Parellel mit den Erzlagern, aber durch Granulit von ihnen geschieden, läuft eine Kalksteinzone, welche allen Krümmungen des Erzlagers folgt. Das grössere der Zinkblendelager erreicht eine Mächtigkeit von 4—6 Meter, ausnahmsweise bis zu 10 Meter. Die Zinkblende ist sehr deutlich geschiefert, aber nicht scharf gegen den ebenfalls

geschieferten Granulit begrenzt, sondern geht in diesen über; dem Zinkblendelager gesellen sich keine eigentlichen Lagerarten bei, insofern man nicht als solche ein hauptsächlich aus Wollastonit nebst Granat und Idocras bestehendes Lager bezeichnen will, das nur bei den reicheren Erzstätten vorgefunden wird. Da, wie im Vorhergehenden angeführt worden, die schwedischen Kupfer- und Bleierze im Allgemeinen nicht im Granulit, sondern im Glimmerschiefer vorkommen, die Eisenerze dagegen den Glimmerschiefer vermeiden und im Granulit und Kalkstein angesammelt sind, so könnte die Vermuthung daraus hervorgehen, dass hierin eine Ungleichheit zwischen den schwedischen und den banatischen Erzstätten zu suchen sei, bei welch' letzteren beide Arten der Vorkommen auf gleichem Niveau auftreten; ich beeile mich deshalb, dieser Vermuthung zu begegnen, indem ich Beispiele von einigen solchen Fällen anführe, wo Eisenerze und Schwefelmetalle auch in Schweden zusammen angetroffen werden und entnehme diese Beispiele demjenigen Eisenerztypus, mit welchem wir vorher die banatischen verglichen haben, nämlich Typus I.

Die Kupfer- und Bleierze, die ich hier nennen werde, gehören freilich nicht zu den umfangreichsten und wichtigsten in Scandinavien, allein sie haben sich doch als von praktischem Werthe erwiesen und stehen betreffs der Menge ungefähr in demselben Verhältnisse zu den Eisenerzen, welche sie begleiten, wie die entsprechenden banatischen.

Wir wenden uns also noch einmal nach Persberg. Auf Getön (= Ziegeninsel) im Yngensee befinden sich ausser Eisengruben auch solche auf Kupferkies und silberhaltigen Bleiglanz. Die Gesteine auf der Insel sind von unten auf gerechnet: Granulit, Dolomit und Kalkstein, daneben kommt ein Scarnlager von Amphibol und Quarz auf dem Contacte zwischen dem Granulit und Dolomit vor, nebst einem kleineren etwas höher hinauf. Sämmtliche Gruben liegen im ersten Lager der Lagerart. Hier begegnet man also der Lagerfolge des Storgrufvelagers mit dem alleinigen Unterschiede, dass die Lagerart ausser Magnetit auch Kupferkies und Bleiglanz enthält. Hier können wir ein ganz gleiches Verhältniss wahrnehmen, wie es bei Moravica und Dognacska stattfindet, dass nämlich dieselbe Zone von Lagerarten in der Streichungsrichtung ihren mineralogischen Inhalt verändert, so dass die Erze von Eisen zu Kupfer- und Bleierzen übergehen. Hiermit im Zusammenhange muss noch erwähnt werden, dass die Natur der Lagerart gleichzeitig verändert worden, indem der Kupferkies und Bleiglanz auf Getön von Quarz und Strahlstein begleitet werden, während der Granat verschwunden ist.

Ein anderes Beispiel kann vom Kallmorafelde in Westmanland herbeigezogen werden. Kallmora enthält auf getrennten Parallelen Eisenerze nach verschiedenen Typen, theils quarzige Eisenglanze nach Typus II, theils Magnetiterze mit hauptsächlich amphibolitischen Lagerarten und wenig Granat, also nach Typus I. Diese letzteren sind die wichtigeren. Dicht an diesem Lager und theilweise in der Fortsetzung desselben befindet sich ein kleineres, Schwefelmetalle führendes Lager, das früher ausgebeutet wurde. Es enthält Schwefelkies, Kupferkies und Buntkupfererz; in der Nähe desselben sind die Eisenerze recht schwefelhaltig.

Noch können einige Beispiele hinzugefügt werden. Im südlichen Theile des Dannemorafeldes kommt eine linsenförmige Einlagerung von Zinkblende mit dem Eisenerz zusammen vor. Die Kupfergruben der Riddarhütte gehen auf Linsen von Kupferkies um, welche in einem vertical stehenden Eisenerzlager vorkommen, das von Glimmerschiefer umschlossen ist. Hiermit sei es genug der Beispiele über Vorkommen von Eisenerzen und Schwefelverbindungen von *Cu, Fe, Pb, Zn* auf ein und demselben Lager in den schwedischen Gruben.

Bei der Beschreibung der Erzstätten von Moravica und Dognacska wurde schon darauf aufmerksam gemacht, dass die mineralogische Beschaffenheit der Lagerarten sich gleichzeitig mit derjenigen der Erze verändert, so dass gegen Süden, wenn im Westen Schwefelmetalle vorherrschend sind, die Granatlagerart in eine hauptsächlich aus Amphibol und Pyroxen bestehenden Lagerartmasse übergeht, während an der Ostseite, wo die Eisenerze sich fortsetzen, granatische Lagerarten vorkommen. Dies Verhältniss steht in Wahrheit in völliger Uebereinstimmung mit dem Verhältnisse in den schwedischen Gruben. Die Granatlagerart ist dort nämlich auf die Eisenerze beschränkt, während die Schwefelmetalle in hauptsächlich amphibolitischen Lagerarten, sowie in Quarz auftreten.

III. Die Ansichten über die Bildung der Erze bei Moravica und Dognacska.

In der vorigen Abtheilung haben wir erfahren, welche grosse Aehnlichkeiten zwischen den fraglichen banatischen Erzen und einem Theil der schwedischen herrschen. Wir haben gesehen, dass die Uebereinstimmung zwischen den genannten Erzen und den Eisenerzen des Persbergstypus eine vollständige ist; weiter, dass den Schwefelverbindungen von *Fe, Cu, Pb* und *Zn,* welche im Dognacska-Revier vorkommen, solche bei den schwedischen Erzen des genannten Typus entsprechen und dass die Uebereinstimmung zwischen den beiden mit einander verglichenen Vorkommen sich sowohl auf den mineralogischen Inhalt als auf die geologische Art des Vorkommens erstreckt.

Die schwedischen Erze, mit denen der Vergleich stattgefunden hat, sind sämmtlich Lagerbildungen. Es liegt also, wenigstens einem schwedischen Geologen, ausserordentlich nahe, auch die banatischen als solche zu betrachten. In der That ist diese Ansicht auch für jeden Geologen, der von der Lagernatur der schwedischeu Eisenerze überzeugt ist, die einzig mögliche, da man kaum annehmen dürfte, dass Bildungen von so gleichartiger Beschaffenheit, die sogar im Detail die auffallendste Uebereinstimmung zeigen, auf wesentlich verschiedene Art gebildet sein könnten. Dabei ist es nun interessant, zu sehen, wie die Geologen, welche sich bisher mit diesen Erzvorkommen beschäftigt haben, zu so wesentlich ungleichen Resultaten gekommen sind, indem sie dieselben in Zusammenhang mit dem in der Nähe auftretenden eruptiven Quarzdiorit setzen und als Contactbildungen betrachten.

Der historischen Entwicklung dieser Ansicht mit besonderer Anwendung auf die fraglichen Vorkommen hier im Detail zu folgen, lässt mir der Mangel der dazu nöthigen Literatur nicht zu. Doch so viel

mag gesagt sein, dass diese Ansicht aus v. Hauer's und Foetterle's „Geologische Uebersicht der Bergbaue der österreichischen Monarchie" (1855) entnommen werden kann, dass v. Cotta gelegentlich seines Besuches der Gegend (1863) dieselbe bedeutend entwickelte und durch seine 1865 erschienene Schrift „Erzlagerstätten im Banat und in Serbien" verbreitete; dass die durch v. Cotta aufgestellten Theorien später im Ganzen in unveränderter Form acceptirt wurden, sowohl von den österreichischen Geologen, zum Beispiele von Marka im „Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt" (1869) und von v. Hauer in seiner „Geologischen Kenntniss der österreichisch-ungarischen Monarchie" (1878), ferner von Pošepny und Suess, sowie auch von den fremden Geologen, welche Moravica und Dognacska bereist haben, als wie Castel und v. Rath.

Indem wir nun beabsichtigen, diese Ansichten kurz wieder zu geben, können wir uns in der Hauptsache an v. Cotta's Darstellung halten, weil er ausführlicher auf den Gegenstand eingegangen ist, als irgend einer der andern und es nicht scheint, als wichen die Ansichten der österreichischen Geologen sonderlich weit von den seinigen ab. Ich muss voranschicken, dass sowohl v. Cotta als Marka, v. Hauer und Suess die Erzlagerstätten bei Moravica und Dognacska im Verein mit den südlicher belegenen Erzlagerstätten bei Oravicza, Cziklova, Szaszka und Moldava betrachten, obgleich unter diesen Erze von ganz verschiedener Beschaffenheit erscheinen. Ja, sie haben sie sogar mit den ungefähr 100 Kilometer nördlicheren Erzlagerstätten bei Rezbanya in Ungarn in Gemeinschaft bringen wollen. Das Raisonnement, welches ihrer Darstellung zu Grunde liegt, ist folgendes: „Weil die Erze bei Moldava, Szaszka und Cziklova u. s. w. Contactbildungen sind, müssen die Stätten bei Moravica und Dognacska es auch sein;" und wir wollen weiter unten zu erörtern versuchen, in welchem Grade ein solcher Schlusssatz berechtigt sein kann. Da wir aber, um ein möglichst treues Bild von den Ansichten der angeführten Verfasser über diesen Punkt geben zu können, gezwungen sind, einige ihrer Citate wiederzugeben, so ist es nicht zu vermeiden, dass ein Theil des Citirten mehr den banatischen Vorkommen im Allgemeinen gilt als speciell Moravica und Dognacska.

In Cotta's erwähntem Werke lesen wir pag. 101, wo er die Hauptresultate seiner Schilderung zusammenfasst, nachdem er in sechs Punkten über das eruptive Gestein hinsichtlich der Contactbildungen und der Erze geschrieben, Folgendes: „7. An ihren Grenzen, besonders an denen gegen die von ihnen durchsetzten Kalksteine, sind diese Eruptivgesteine (Banatite) gewöhnlich, aber nicht überall, von auffallenden Contacterscheinungen begleitet, sowohl von solchen, die rein mechanischer Natur sind, als auch von solchen, die in Aenderungen des Aggregatzustandes oder in der Neubildung gewisser Mineralien (Granatfels) bestehen. Ausserdem aber sind sie begleitet von Erzlagerstätten unregelmässiger Gestalt, reich an Schwefelmetallen, Magneteisenerz und deren Umwandlungsproducten.

8. Der Charakter dieser Erzlagerstätten ist in vieler Beziehung ein übereinstimmender, doch herrschen in denselben an den einzelnen Entwicklungsstellen ungleiche Erze und Mineralien vor.

9. Wir müssen die eigentlichen Contactbildungen, die aus Gemengen von Kalkspath, Granat, Grossular, Wollastonit, Vesuvian und Amphibol bestehen (die ich als Granatfels bezeichne), von den Erzlagerstätten trennen, die neuerer und anderer Entstehung sind. Die Erzlagerstätten zerfallen aber wieder in ursprüngliche (vorherrschend Schwefelmetalle) und Umwandlungs- und Zersetzungsproducte (Brauneisenstein, Galmei u. s. w.).

10. Diese drei Kategorien von besonderen Lagerstätten sind offenbar sehr ungleicher Entstehung, dennoch verlaufen sie in einander. Die ursprünglichen Erze sind in die echten Contactbildungen verzweigt.

12. Den echten Contactlagerstätten gehören als ursprüngliche, d. h. wahrscheinlich durch den Contact der Banatite mit dem Kalkstein ausgebildete Mineralien an: Granat, Wollastonit, Malakolith (als Stellvertreter des Wollastonites), Tremolit und Asbest, Strahlstein, Vesuvian, Glimmer (grüner), Kalkspath (oft blau). Diese Mineralien bilden unregelmässige krystallinische Gemenge, die ich gemeinsam als Granatfels bezeichnet habe, sie sind wahrscheinlich meist Producte der Verbindung von Kalkerde des Kalksteins mit den Silicaten der Banatite, durch Schmelzung unter hohem Druck und nachfolgender sehr langsamer Abkühlung im geschlossenen Raum.

13. Die Erzlagerstätten, welche offenbar erst nach der Erstarrung der Banatite durch Ablagerung aus Solutionen in zufällig vorhandenen oder durch die Solutionen neugeschaffenen Räumen abgelagert worden sind, enthalten als wahrscheinlich ihrem ursprünglichen Zustande angehörig (hier sind 36 Mineralien aufgezählt, von denen folgende mit gesperrtem Druck): Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit, Magneteisenstein. In den Zersetzungsregionen der Erzlagerstätten wurden dagegen gefunden (57 aufgezählte Mineralien, worunter): Brauneisenerz, Rotheisenerz, Rothkupfererz, Malachit, Kupferlazur, Bleiocker, Cerrusit, Galmei, Zinkspath.

14. Alle diese Erzlagerungen finden sich in unregelmässiger Gestalt an den Grenzen oder doch in der Nähe der Grenzen von Eruptivgesteinen, grösstentheils in Kalkstein, jedoch auch an den Grenzen zwischen Kalkstein und Glimmerschiefer. Imprägnationen sind häufig damit verbunden. Regelmässige Lager oder Gänge fehlen ganz.

15. Die unregelmässige Form war also hier offenbar durch besondere Umstände als vorherrschend bedingt. Diese Umstände dürften gewesen sein 1. unregelmässige Hohlräume und Zerklüftungen, welche sich durch mechanische Kräfte bei dem Empordringen der Banatite bildeten; 2. locale Auflösung und Auswaschung des Kalksteines durch dieselben Solutionen, aus welchen sich die Erze ablagerten, und 3. nachträgliche Einstürzungen oder Hebungen und Senkungen, wodurch auch Breccien entstanden.

16. Die Solutionen (auf ihrem unterirdischen Wege wahrscheinlich warme Mineralquellen) dürften Nachwirkungen derselben plutonischen Action gewesen sein, durch welche die Banatite emporgedrängt wurden.

17. Der Anfang ihrer Bildung kann frühestens der Kreideperiode angehören.

19. Das Charakteristischeste dieser Lagerstätten lässt sich kurz so bezeichnen:

a) Gestalt: unregelmässig (Stöcke und Imprägnation weder Gänge, noch Lager). *b)* Inhalt: Schwefelmetalle verbunden mit Quarz und Kalkspath vorherrschend. Schwerspath und Flussspath sind sehr selten. In der Nähe der Oberfläche viel Zersetzungsproducte. *c)* Lagerung: Am Contact ungleicher Gesteine, besonders des Kalksteines. *d)* Vorherrschende Richtung: SW. *e)* Alter: Kreide- oder Eocenperiode."

Es ist augenscheinlich, dass v. Cotta bei Zusammenstellung des obigen Resultates das Verhältniss sämmtlicher banatischer Lagerstätten im Auge gehabt hat; deswegen eben kann Einiges des Gesagten nicht besonders auf Moravica und Dognacska angewandt werden, z. B. wenn er im Punkt 14 sagt, dass die Erzlagerstätten sich „grösstentheils im Kalkstein" befinden, da ja aller bisher gemachten Erfahrung gemäss, die dortige Kalkzone von Erzen vollkommen frei ist, ebenso wenn es im Punkte 19 heisst: „Schwefelmetalle herrschen vor."

Wenn wir in Kürze v. Cotta's Sätze zusammenfassen, soweit sie nämlich auf die Verhältnisse bei Moravica und Dognacska passen, so könnte es folgendermassen geschehen:

A) Die „Scheidungen", von uns Lagerarten, von v. Cotta Granatfels benannt, aus Granat, Pyroxen und Amphibol u. s. w. bestehend, sind echte, ursprüngliche Contactlagerstätten, gebildet bei dem Contacte des Banatites mit dem Kalkstein durch Verbindung von Kalkerde im Kalkstein mit den Silicaten im Banatit (vergleiche v. Cotta's Punkt 12).

B) Die in der Lagerart eingeschlossenen Erze sind von zweierlei Art, primäre und secundäre (vergl. die Punkte 9 und 13).

C) Die primären bestehen hauptsächlich aus Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit, Magnetit und Eisenglanz; diese sind nach Erstarrung des Banatits aus Solutionen abgesetzt in zufällig vorhandenen oder durch Solutionen neugeschaffenen Hohlräumen. Die Solutionen sind in Form von warmen Mineralquellen als Nachwirkungen der Eruption des Banatits aufgetreten, und die unregelmässige Form der Erze ist bedingt durch unregelmässige Zerklüftungen, locale Auflösung des Kalksteines und nachfolgende Dislocation (vergl. Punkt 13, 15 und 16).

D) Die secundären Erze sind Zersetzungsproducte der ersteren und enthalten hauptsächlich Brauneisenerz nebst Oxyden und Carbonaten von Kupfer, Blei und Zink (vergl. Punkt 13).

Wir beschränken uns vor der Hand mit der Formulirung dieser Sätze und kommen später bei Verfolgung dieser Theorie auf dieselben zurück.

Auf ähnliche Weise scheint Marka geneigt zu sein, die Verhältnisse zu betrachten (a. a. O., pag. 318 ff.).

Seine Beschreibung dieser Erzlagerstätten ist ohne Zweifel die vollständigste und übertrifft jene v. Cotta's bei Weitem. Er sagt hinsichtlich der Bildungsart: „Bekanntlich verfolgen die Eisenerzgruben Moravica und Dognacska diejenigen Erzlager und Stockwerke, die als Contactgebilde an der Berührung des unfern des Dorfes Kalina beginnenden, und von dort bis Ezeres streichenden Kalkes und dessen oft wechselnden Grundgebirges — Glimmerschiefer, Gneiss und

Syenit — anstehen. Sämmtliche Erze brechen in unregelmässig gestaltenen Körpern von meist stark brüchiger, gewöhnlich nach unten keilförmig zulaufender Form; die Blei- und Kupfererze (auch Bleiglanz) gewöhnlich in schlauchförmigen Massen im Allgemeinen mit deutlichen Merkmalen von secundären Anhäufungen und Ausfüllungen der bei der Krystallisation des Kalkes und dem Aufsteigen des Gebirges entstandenen Spalten und Räume."

In demselben Sinne heisst es in von Hauer's „Geologie" 2. Auflage, pag. 541—542: „Sowohl das in praktischer Beziehung wichtigste, wie auch das interessanteste Vorkommen von Erzlagerstätten, welches wir hier anzuführen haben, ist jenes auf Contactstöcken zwischen Banatit und Kalkstein (meist Caprotinenkalk, vielleicht theilweise auch Jurakalk) im Banat. Den ganzen Zug der Banatite entlang sind diese Erzvorkommen bekannt, an einzelnen Punkten reicher, an anderen ärmer, und auch ziemlich wechselnd in Bezug auf die Art der Erze, die sie umschliessen. Das wichtigste derselben ist gegenwärtig der Magneteisenstein, der insbesondere auf den Gruben zu Moravica, wo er in grösster Reinheit und Mächtigkeit einbricht, ausgebeutet wird. — Stets bilden die Erze in Begleitung von Granatgestein unregelmässige Stöcke, die an die Nähe des krystallinisch gewordenen Kalksteines einerseits und des Banatites andererseits gebunden sind, oft auch mit Glimmerschiefer, der häufig unmittelbar unter dem Kalkstein liegt, in Berührung kommen."

E. Suess behandelt in seinem neuesten Werke „Das Antlitz der Erde" die Bruchlinie im Banat und nimmt dabei Gelegenheit, sich über die Contactgebilde in folgenden Worten zu äussern [1]): „Wo immer die syenitische oder dioritische Felsart mit dem mesozoischen Kalkstein in Berührung kommt, ist dieser verändert; es erscheinen Granat, Wollastonit, Vesuvian, Glimmer, blauer Kalkspath und eine ganze Reihe bezeichnender Mineralien des vulcanischen Contactes. In der Zone des Contactes liegen auch die zahlreichen Erzlagerstätten dieses Zuges; Magneteisenstein, Blei- und Kupfererze, Silber und Gold finden sich in denselben. Je nach ihrer Lage gegen den Kalkstein sind die einzelnen Eruptivstellen ganz oder nur theilweise von dem Contacthofe umgeben. Das Eruptivgebiet von Moravica liegt im Glimmerschiefer, kreuzt aber einen Kalkzug und verändert und verengt denselben."

Kommt nun hierzu, dass F. Pošepny in seiner Beschreibung von Rezbánya [2]), welche Erzlagerstätte er als Contactbildung darstellt, auch dieselbe Bildungsart auf die Erzlagerstätten bei Moravica und Dognacska bezieht, so dürfte man behaupten, dass die österreichischen Geologen in dieser Auffassung ungemein einig sind.

Ohne auf eine ausführlichere Entwicklung der Frage über die wahrscheinliche Genesis dieser Erze einzugehen, was ohne Zweifel weit mehr andauerndes und umfassenderes Studium am Platze erfordern würde, als es mir vergönnt gewesen, will ich doch nicht unterlassen, die Umstände anzudeuten, welche meiner Ansicht nach zur Beurtheilung dieser Frage in Erwägung gezogen werden müssen, und welche mir

[1]) a. a. O. erste Abtheilung, pag. 212.

[2]) Geol.-montan. Studie der Erzlagerstätten von Rezbánya in SO.-Ungarn. Földtani Közlöny 1874.

entschieden für die Deutung zu sprechen scheinen, dass hier solche Erze mit Lagernatur vorliegen, deren Alter viel höher ist, als das des Jurakalkes.

Verweilen wir einen Augenblick bei der Frage über das Alter der Erze; eng damit verbunden steht die Frage über das Alter der krystallinischen Kalkzone. Gemäss der einen von den beiden hier gegenübergestellten Ansichten sind die Erze jünger als diese Kalkbildung, nach der anderen älter. Für beide ist es also nothwendig, dass das geologische Alter des Kalkes bestimmt werde.

v. Cotta scheint diesen Kalkstein ohne Bedenken für einen Rest einer allgemeinen Jurakalkdecke angesehen zu haben. [1]) Da bisher in dem Kalkstein keine Spur von Fossilien angetroffen wurden, muss die Beurtheilung des geologischen Alters ausschliesslich auf Grund der petrographischen Beschaffenheit und der Lagerungsverhältnisse geschehen. Was nun den ersten dieser Charaktere betrifft, so gibt v. Cotta freilich an, dass die krystallinische Beschaffenheit bei grösserer Entfernung vom Banatitdurchbruch abnehme, aber wir haben in dem Vorhergehenden gezeigt, wie es sich hiermit verhält und dass v. Cotta's Angabe, welche den Angaben auf den geologischen Karten widerstreitet, die oben citirt wurden, in diesem Punkte nicht als Stütze für die Ansicht angeführt werden kann, dass ein theilweise metamorphisirter Jurakalk vorliegen solle.

Wir gehen nun zu den Lagerungsverhältnissen über. Hinsichtlich dieser ist schon in dem Vorhergehenden genügend darauf hingewiesen worden, dass der Kalk concordant auf den krystallinischen Schiefern lagert.

Da jedoch der Kalkstein selber meist ohne deutliche Schiefrigkeit ist, so gibt sich diese Concordanz dadurch zu erkennen, dass die Grenze oder der Contact zwischen dem Kalkstein und den Schiefern parallel mit der Schieferungsrichtung der letzteren ist. Dies Verhältniss habe ich persönlich an mehreren Stellen längs dem Contacte der Kalkzone Gelegenheit gehabt, wahrzunehmen, sowohl an der Ost-, wie an der Westseite derselben. Durch dieses Verhältniss wird eine nähere Gemeinschaft zwischen der Kalksteinszone und den darunter liegenden Schiefern angedeutet, und es fällt schwer, sich vorzustellen, dass dieselben weit getrennten geologischen Systemen angehören sollten. Es ist deutlich, dass die krystallinischen Schiefer keine Denudation oder erhebliche Faltung erlitten haben früher als die Ablagerung des Kalksteines erfolgte.

Noch weniger glaubwürdig scheint es, dass die Kalkzone entweder dem Jura oder Kreidesystem angehören könnte, wenn wir die geologischen Verhältnisse der nächsten Umgebung in Betracht ziehen. Oestlich und südöstlich von Moravica und Dognacska breiten sich in stark gefalteten Schichten mit hauptsächlich NNO.—SSW.-Richtung carbonische-, Perm-, Trias-, Jura- und Kreidesysteme aus, welche alle zu einer Serie von Sätteln und Mulden gehören, das westliche Gebiet der Banater Berge ausmachend.

---

[1]) a. a. O. pag. 63: „Sie ist offenbar nur der Rest einer allgemeinen Jurakalkdecke, welcher durch irgend einen Umstand zwischen den Glimmerschiefer hinabfiel."

Wenn wir uns etwas an die allgemeinen geologischen Verhältnisse des westlichen Banater Gebirges halten, so wie dieselben zuerst von Kudernatsch beschrieben wurden, so finden wir, dass die zunächst auf die krystallinischen Schiefer folgenden Ablagerungen die des Kohlensystems sind. Dieses System kommt im Banat auf zwei Gebieten beckenförmig in den Schiefern eingelagert vor. Das eine ist im SO. bei Almasch, das andere, das für uns von weit grösserem Interesse ist, weil es den Lagerstätten von Moravica und Dognacska viel näher liegt, ist das Becken bei Szekul. An beiden Stellen fehlt der Kohlenkalk, und nur die lymnische Facies des Systemes ist repräsentirt. Dieses besteht aus Conglomeraten mit Bruchstücken von archäischen Gesteinen, grauen Sandsteinen und Thonschiefern und enthält, wie bekannt, Kohlenflötze, welche bei Szekul ausgebeutet werden. Die Mächtigkeit der Kohlensystembildungen bei Szekul und in der Umgegend von Reschitza kann bis circa 200 Meter geschätzt werden.

Hierüber folgt der rothe Sandstein, der von Kudernatsch seinem geologischen Alter nach nicht mit Sicherheit hat bestimmt werden können, den aber später Stur zu dem Rothliegenden [1]) stellte. Dieser Sandstein lagert theils auf dem Carbonsystem, theils, wo dieses vermisst wird, direct auf den archäischen Schiefern. Er bildet südlich von Berzava mehrere zusammenhängende Gebiete mit bedeutender Ausbreitung und Mächtigkeit; nach Süden zu wird er dagegen von den jüngeren Systemen verdeckt, und tritt daselbst in vier fast parallelen Gürteln auf, von welchen die beiden mittleren bei Steyersdorf und Natrathal durch Sattelbildungen hervorgerufen sind; die beiden anderen sind die nach beiden Seiten ausgehenden Flügel, die an die archäischen Schiefer grenzen. Bei Gerlistje ist die Mächtigkeit des rothen Sandsteines am grössten; er wird dort von Kudernatsch auf 6—700 Meter geschätzt; v. Cotta (nach Schröckenstein) berechnet sie bei Reschitza zu 4—500 Meter. Nach Süden nimmt die Mächtigkeit ab, ist aber doch bei Steyersdorf noch ungefähr 400 Meter. Es muss besonders hervorgehoben werden, dass dieser rothe Sandstein ein äusserst constantes Glied im Bau des Banater Gebirges ausmacht, und dass derselbe überall, wo die jüngeren Formationen vorkommen, mit auftritt.

Ueber demselben erscheinen die zum Lias gehörenden Sandsteine und Schieferthone, welche von Kudernatsch theilweise zur Trias (Keuper Sandstein) gestellt werden. Diese haben wenigstens eine Mächtigkeit von 300 Meter; bei Doman in der Nähe von Reschitza soll die Mächtigkeit dieser Schieferthone sogar bis zu 1200 Meter steigen. [2]) Erst über diesen Gebilden kommen die ersten Kalksteine vor, welche den verschiedenen Etagen des Jura- und Kreidesystems angehören.

Man ersieht also, dass es zwei ganz getrennte Serien von Gesteinen gibt, eine tiefere von fluviatiler oder lymnischer Natur, und eine höhere, rein marine. Mit einigen wenigen Modificationen der von Kudernatsch gegebenen Aufstellung hat man also in der tiefen:

1. Das Carbonsystem, 200 Meter;
2. das Rothliegende, 500 Meter;

---

[1]) Jahrbuch d. g. R.-A. Bd. XX.
[2]) „Notice sur les etablissements industriels" u. s. w., pag. 16.

3. Sandstein und Thon (Lias), 300—1200 Meter; und in der oberen
4. Mergelschiefer (Lias);
5. Kalksteine (Jura und Kreide).

Es verdient ferner hervorgehoben zu werden, dass die erstere dieser Abtheilungen vorzugsweise entwickelt in dem nördlichen Theile des Gebietes vorkommt, das Moravica und Dognacska zunächst gelegen ist. Damit nun die Kalksteine, welche irgend einem der Niveaux angehören mögen, die in dieser Gegend vorkommen, direct auf den archäischen Schiefern zu ruhen kommen, ist es natürlicherweise erforderlich, dass die ganze erste Abtheilung nicht vorhanden ist. Da kann man nun wohl mit Recht fragen, ob es angenommen werden dürfe, dass diese Sandsteine und Schieferthone, welche bei Reschitza und Gerlistje eine Gesammtmächtigkeit von 1000—2000 Meter haben, von dem nur einige zehn Kilometer davon entfernten Moravica- und Dognacskagebiet gänzlich verschwunden sein sollten. Man muss unwillkürlich die Frage aufwerfen, wo diese mächtigen Gebilde, welche sich zwischen der Kalksteinzone bei Moravica und Dognacska und den archäischen Schiefern befinden sollten, denn geblieben sind? Und diese Frage ist um so mehr berechtigt, als, wie soeben erwähnt wurde, der rothe Sandstein (Rothliegendes) ein so constant auftretendes Glied der Lagerserie innerhalb des Banater Gebirges ist, dass er nirgends ganz verschwindet. Weiter wollen wir die Aufmerksamkeit auf einen Umstand lenken, welcher, soweit wir einsehen können, es nicht allein unwahrscheinlich, sondern sogar unmöglich macht, diesem Kalksteine ein so junges geologisches Alter beizumessen. Die Kalkzone liegt, wie wir in diesem Aufsatze vielfach gezeigt haben, in einer Mulde, die in ihrem nördlichen Theile sehr schroffe Wände hat. Das geht am deutlichsten bei Betrachtung der Profile hervor. An einigen Stellen hat sogar Ueberschiebung stattgefunden, was aus den Profilen Nr. 1 und 8 (Sophia und Jupiter Carolus) ersichtlich ist. Es ist wohl klar, dass die Ablagerung des Kalksteines nicht in einer solchen Rinne hat vor sich gehen können, sondern der Kalkstein, der nun in der engen Mulde eingeschlossen liegt, muss abgelagert worden sein, ehe die Mulde sich bildete. Mit anderen Worten: Der Kalkstein muss älter sein, als die Faltung und Emporhebung der archäischen Schiefer dieser Gegend. Könnte man nun den Zeitpunkt für die Faltung der archäischen Schiefer bestimmen, so erhielte man zugleich eine Zeitgrenze zur Bestimmung des Alters der Kalkzone.

Nun kann man freilich hier ebensowenig wie an den meisten anderen Stellen genau angeben, wie alt die Faltung und das Empordringen der archäischen Schiefer ist; Kudernatsch scheint geneigt zu sein, den Zeitpunkt unter die Liasperiode [1]) zu verlegen, indem er sich dabei auf eine Discordanz zwischen Lias und braunem Jura bei Drenkova verlässt. Selbst gesetzt den Fall, wir nehmen diesen von Kudernatsch bestimmten Zeitpunkt für die Faltung der archäischen Schiefer an, der sicherlich eher tiefer zu versetzen ist, als höher hinauf, so ist es dennoch offenbar, dass die Kalkzone bei Moravica und Dognacska nicht dem Jura oder Kreidesystem angehören

[1]) Kudernatsch, Geologie d. Banater Geb.-Zuges, pag. 40.

kann. Verschiedene Gründe lassen es indessen wahrscheinlich erscheinen, dass die Faltung der archäischen Schiefer bei Weitem früher vor sich gegangen, als Kudernatsch annimmt, und dass keines der sedimentären Systeme, welche in den Bau des Banater Gebirges eingehen, nicht einmal das älteste, das Carbonsystem, daran Theil genommen. Um dies zu beweisen, bedarf es eigentlich nur des Hinweises darauf, dass die Streichrichtung der archäischen Schiefer in dieser Gegend von derjenigen der jüngeren Bildungen abweicht. Die ersteren streichen fast ohne Ausnahme in N. 45 O. nach N. 60 O., während das Hauptstreichen der letzteren N. 30 O. ist.[1])

Ich habe hiermit nur einige der Schwierigkeiten zeigen wollen, welche jene Ansicht in Erwägung zu ziehen hat, die die Kalkzone bei Moravica und Dognacska als Jura- oder Kreidekalk betrachten will. Es ist bereits in Erinnerung gebracht, dass diese Ansicht weder durch die petrographische Beschaffenheit dieses Kalksteines, noch durch Vorkommen von Fossilien gestützt wird. Er ist fossilfrei, wie ein archäischer Kalkstein, er ist krystallinisch, wie ein solcher und dass er auch hinsichtlich seiner Lagerungsverhältnisse in enger Gemeinschaft mit den umliegenden Schiefern steht, scheint mir in dem Vorhergehenden genügend dargestellt zu sein. Es wäre deshalb unleugbar das Einfachste, ihn als eine mit den archäischen Schiefern zusammengehörige Bildung zu betrachten.

Eine andere Möglichkeit bietet sich noch dar, nämlich anzunehmen, dass der Kalkstein nebst einem unbestimmten Theile der angrenzenden Schiefer — vorzugsweise die bei Dognacska auftretende Grauwacke — von alt-paläozoischem Alter sei und zum Silur- oder Devon-System gehöre. Hiergegen könnte die Bemerkung gerichtet werden, dass diese Systeme nicht in den Banater Gebirgszügen, ja überhaupt nicht in den Karpathen sicher nachgewiesen werden, wie wenigstens bis vor Kurzem die Ansicht gewesen.

v. Hauer[2]) führt kein Silursystem aus den Karpathen an und Devon nur im nördlichen Ungarn. Spätere Untersuchungen scheinen es aber doch wahrscheinlich gemacht zu haben, dass gewisse metamorphosirte Schiefer mit Kalksteinen, die im Banat vorkommen, hierher gerechnet werden können. In derselben Weise hat Tietze[3]) an einigen Stellen Glimmer- und Thonschiefer mit Kalklagern gefunden, die er sich berufen fühlt als altpaläzoisch anzusehen. Ein solcher Glimmerschiefer tritt im Oraviczathale oberhalb Daluja-Ljubkova auf. Derselbe ist bisweilen gneissartig, bisweilen gleicht er einem stark glimmerhaltigen geschichteten Sandstein. Hierher zählt er auch einen grauen Kalkstein, der spathige Crinoiden enthält und im oberen Quellgebiet des Oraviczabaches nahe bei den Bergen Tilva Nukului und Liliesch, westlich vom Oraviczathal vorkommt. Hierher rechnet Tietze ebenfalls den schwarzen dünnschieferigen Thonschiefer, der bei Trenkova zwischen Gneiss eingekeilt vorkommt; derselbe macht wahrscheinlich eine schief eingeklemmte Mulde aus und enthält Spuren von verkiesten Fossilien. Sein paläozoisches Alter ist nicht zu bezweifeln wegen seiner intimen Zusammengehörigkeit mit

[1]) Kudernatsch, Geologie d. Banater Geb.-Zuges, pag. 38.
[2]) Die Geologie u. s. w. 2. Auflage, 1878.
[3]) Jahrbuch d. G. R. A. 1872.

den archäischen Gebirgsarten, was die mesozoischen Lager in diesem Gebiete nicht aufzuweisen pflegen und da Carbon und Rothliegendes im Banat eine ganz andere petrographische Entwicklung zeigen, hat Tietze sich veranlasst gesehen, diesen Thonschiefer für eine silurische oder devonische Bildung zu halten.

Diese Beispiele sind hier angeführt worden, um auf die Möglichkeit hinzuweisen, dass die Kalkzone bei Moravica und Dognacska, sowie die in der Nähe derselben und im Verein mit ihr auftretenden Grauwackebildungen dem Silur- oder Devonsystem angehören können. Die Eisenerze an genannten Stellen würden dann auch zu denselben Systemen gehören, welche sich an anderen Orten in der österreichischen Monarchie so reich an Eisenerzen erwiesen haben.

Wie dem auch sei, so beweisen doch die angeführten Exempel, dass die Kalkzone bei Moravica und Dognacska, wenn sie als eine Bildung von weit älterem Ursprung als Jura- und Kreidekalk betrachtet wird, keine alleinstehende Erscheinung im Gebiete des Banats ist.

Hier sei auch im Vorübergehen einer Beobachtung gedacht, welche v. Rath bei Oravicza gemacht hat.[1]) Er hat daselbst beobachtet, wie ein dichter grauer Kalk einen weissen krystallinischen Kalkstein überlagert, ohne dass ein Uebergang von einem zum anderen vorhanden wäre und will er deswegen den letzteren als eine, von dem in der Gegend gewöhnlichen Jura- oder Kreidekalk wesentlich verschiedene Kalkbildung ansehen.

Noch muss ein Punkt in Rücksicht auf das Alter der Erzbildungen bei Moravica und Dognacska hier berührt werden. K. Peters hat ein Stück Magnetit von Moravica beschrieben, das ihm einen cladocoraartigen Korallenstock zu enthalten scheint. Da das Vorkommen dieses Fossils, falls dasselbe unzweifelhaft ein solches wäre, natürlicherweise zum vollkommenen Beweise dienen könnte. sowohl für das jüngere geologische Alter des Eisenerzes und des Kalksteines, als auch für die Natur des ersteren als Verwandlungsproduct, habe ich es für nöthig erachtet, Peters' Material einer genaueren Untersuchung zu unterwerfen. Zu diesem Zwecke wandte ich mich an Herrn Prof. Krenner in Budapest, der bei dem Custos an der Mineralsammlung der Pester Universität (Prof. Szabó) auswirkte, dass Peters' Originalhandstück zu meiner Verfügung gestellt wurde. Prof. Krenner hatte ausserdem die Freundlichkeit, Peters' ziemlich lange Original-Etikette für mich abzuschreiben und mir in einem besonderen Briefe seine eigene Ansicht über das fragliche Handstück auszudrücken. Für dieses Entgegenkommen möchte ich hier sowohl Herrn Prof. Szabó als auch Prof. Krenner meinen besten Dank aussprechen.

Das so von mir untersuchte Stück aus der Mineralsammlung der Pester Universität[2]) ist rectangulär mit den grösseren Seiten von 8 Centimeter und einer Dicke von 3—5 Centimeter. Es besteht in seiner Hauptmasse aus Magnetit, ist schwarzblau an Farbe mit dichtem Korn und mattem Bruch, unebener matter Bruchfläche ohne Spur von

---

[1]) Verhandl. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde. 1879.

[2]) Ein ähnliches befindet sich in der Sammlung der Pester Ober-Realschule.

krystallinischer Structur oder irgend welchen Spaltflächen; der Strich ist metallglänzend. In diesem sind zweigartige Bildungen eingeschlossen (Peters' Korallen), welche gelblichweiss bis grauweiss gefärbt und scharf gegen den Magnetit begrenzt sind. Die Länge derselben ist 1—2 Centimeter; die Breite 3—5 Millimeter; sie erscheinen ungleich an den verschiedenen Seiten des Handstückes und haben eine gewisse parallele Orientirung im Verhältniss zu einander. Sie bestehen 1. aus einem in undeutlichen Krystallformen ausgebildeten Carbonat, hell an Farbe, wahrscheinlich $(Ca, Mg)\ CO_3$, 2. aus Quarz, der die Wände oft als eine Kruste bekleidet oder auch eine Rinde um die poröse Carbonatmasse bildet. Der Quarz kommt desgleichen auch in unregelmässigen Krystallen vor, die mit dem Carbonat gemeinsam eine poröse Masse ausmachen, 3. aus grünem, in einem Theile der Hohlräume vorkommenden Epidot; dieser ist stark glänzend und zeigt deutliche Spaltung. Ausserdem 4. aus einem braunrothen bis rosenrothen Mineral (Manganepidot oder Manganspath), jedoch in gar zu kleinen Mengen, um untersucht werden zu können.

Wie schon erwähnt, sind die Partien an den verschiedenen Seiten des Handstückes von verschiedener Form. An den beiden grössten Seiten erscheinen sie als langgestreckte, weisse, ziemlich parallel nach einer Richtung laufende Flecken; diese sind einigermassen gleich breit; die Begrenzungen sind mehrfach rechtlinig, an den Spitzen kommen mitunter rechtlinig begrenzte Winkel vor. Deutliche Verzweigungen sind hier nur ausnahmsweise zu bemerken.

An den schmäleren Seiten erscheinen die Einschlüsse auch schmäler, weniger rechtlinig begrenzt und zuweilen schlängelnd. Verzweigungen nach oben und unten sind zahlreich und die Zweige spitzen sich zu und verschwinden.

An der oberen und unteren Seite projiciiren sich die Einschlüsse als kleine runde Flecken; rechtlinige Begrenzungen kommen hier nicht vor, die Diameter sind von 4—5 Millimeter herab bis 1 Millimeter und darunter.

Was entschieden gegen die Annahme zu sprechen scheint, dass hier ein Korallenstock vorliege, sind zuerst die rechtlinigen Begrenzungen, welche bisweilen scharf contourirte Krystallwinkel bilden. Desgleichen mag des Verhältnisses gedacht werden, dass die Verzweigung sich bedeutend von derjenigen der Korallen unterscheidet, indem dieselbe hier sowohl nach oben als nach unten stattfindet, während ein Korallenstock seine Zweige nur nach einer Richtung hinaus sendet. Schliesslich sind auch die an der Oberseite projiciirenden kleinsten Einschlüsse von geringerem als 1 Millimeter Diameter wenig übereinstimmend mit der Art und Weise, wie ein Korallenstock wächst; denn die Zweige eines solchen, sie mögen nun beliebig jung sein, gehen doch nie unter einen gewissen Minimidurchmesser, und an dem Handstück, von dem die Rede, scheint keine solche Minimigrenze für den Diameter der Einschlüsse vorhanden zu sein. Dass eine Korallenstructur nirgends auftritt, ist aus der vorhergehenden Beschreibung klar zu ersehen und das hat auch Peters gefunden. Man hat sich also nur an die äussere Contourirung zu halten und diese lässt sich schwer mit der einer Koralle in Uebereinstimmung bringen.

Statt dessen erinnern die oft ziemlich deutlichen polygonalen Begrenzungen an verschwundene prismatische oder tafelförmige Krystalle, deren Pseudomorphosen, wie vorher angedeutet wurde, nicht überall die Hohlräume im Magnetit vollkommen ausfüllen. Das ursprüngliche Mineral, das eingebettet im Magnetit lag oder in der Mineralsubstanz, aus welcher der letztere hervorgegangen, scheint irgend ein Augitmineral oder Wollastonit gewesen zu sein. Doch kann hierüber nichts mit Bestimmtheit behauptet werden.

Da ich nun der Ansicht bin, dass dieses Mineral folglich keinerlei Fossilien enthält, sondern eine Pseudomorphose von durchaus unorganischer Natur ist und dass dasselbe gänzlich werthlos ist in Bezug auf die Bestimmung sowohl des Alters des Kalksteines als des Eisenerzes, so kann es mich nur freuen, dass Prof. Krenner diese meine Ansicht theilt. Er schreibt nämlich in seinem vorerwähnten Brief an mich: „Ich glaube, dass der Anblick dieser Stücke Sie überzeugen wird, dass hier von einer Koralle nicht die Rede sein kann."

Wir haben nun die Ansicht erläutert, nach welcher die Kalkzone bei Moravica und Dognacska von mesozoischem Alter sein soll und gesehen, dass keine zwingenden Gründe zu einer solchen Behauptung vorliegen, im Gegentheil hat eine solche mit erheblichen Schwierigkeiten zu kämpfen, um die Lagerungsverhältnisse des Kalksteines zu erklären; wir haben statt dessen gesehen, dass die einfachste und von den Verhältnissen am Platze von selbst sich ergebende Anschauungsweise diejenige ist, gemäss welcher dieser Kalkstein für eine Bildung archäischen oder paläozoischen Alters gehalten wird.

Nun gehen wir zu einem anderen wichtigen Moment über, der von v. Cotta verfochtenen Theorie, dass nämlich die Erze von jüngerer Bildung als der überliegende Kalkstein sei, dass dieselben Contactbildungen seien und genetisch an den nahegelegenen eruptiven Quarzdiorit gebunden wären. Betreffs dieser Sache können wir uns zufolge der vorhergehenden Darstellung ganz kurz fassen. Der Beweis wurde durch den Nachweis geliefert, dass die Eisenerze bei Moravica und Dognacska die grössten Aehnlichkeiten mit den schwedischen Eisenerzen zeigen, nicht allein hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung, sondern ebenfalls in Rücksicht auf das geologische Auftreten. Da nun die schwedischen Eisenerze Lager sind, so lässt sich dieselbe Bildungsart auch für die in Frage stehenden banatischen annehmen. Ausserdem wollen wir noch in Kürze auf einige Gründe aufmerksam machen, welche, ganz abgesehen von der treffenden Aehnlichkeit mit den schwedischen Eisenerzen, zu demselben Resultate betreffs der Genesis dieser Erze führen müssen.

Cotta betrachtet, wie wir schon gesehen haben, in gewisser Weise die Bildung der Lagerartmassen als getrennt von der der Erze, welche diese enthalten. Die ersteren gelten ihm als echte ursprüngliche Contactgebilde, erzeugt bei dem Contact des Banatit mit dem Kalkstein durch deren gegenseitige Einwirkung auf einander bei hoher Temperatur. Die Erze dagegen hätten sich (wenn wir für den Augenblick die secundären ausser Acht lassen) nach der Eruption des Banatites aus Solutionen abgesetzt, in zufällig vorhandenen oder durch Solutionen gebildeten Hohlräumen.

Ziehen wir zuerst die sogenannten wirklichen Contactgebilde in Erwägung, d. h. die Lagerarten, so sollte man der Theorie gemäss erwarten, dieselben eben auf diesen Contact beschränkt zu finden; sie müssten überall da auftreten, wo diese beiden Gesteine mit einander in Berührung kommen, und an anderen Stellen fehlen. In Wahrheit finden wir jedoch, dass das Verhältniss ein ganz anderes ist. Die Lagerarten sind überaus deutlich an die Grenze zwischen dem Kalkstein und den archäischen Schiefern gebunden, und indem sie dieser Grenze folgen, erweisen sie sich in ihrem Verlauf als völlig unabhängig von dem eruptiven Gestein. Während sie sich also viele Kilometer von dem nächsten Punkte erstrecken, wo der Quarzdiorit auftritt, können sie bei anderen Gelegenheiten gänzlich an solchen Stellen vermisst werden, wo Quarzdiorit und Kalk sich begrenzen. Als Beispiele solcher Punkte können die drei Apophysen angeführt werden, welche der Banatit quer durch die Kalkzone aussendet; die nördlichste derselben läuft gleich südlich von St. Archangel, die beiden übrigen nördlich von Barbara. Keine derselben ist an der Grenze gegen den Kalkstein von Lagerarten begleitet, obgleich alle drei denselben längs mehreren hundert Metern durchsetzen. Hier hätte man Grund, das Auftreten von Granatfels zu erwarten, falls dieser wirklich ein Contactgebilde wäre, aber, wie gesagt, derselbe fehlt hier vollkommen, ebenso wie die Erze, und er entfernt sich nicht von dem bestimmten geologischen Niveau, an welches er gebunden ist, nämlich von der Grenze der archäischen Schiefer.

Eines anderen Umstandes, der mit diesen Apophysen verknüpft ist, wollen wir noch gedenken. Es ist nämlich nicht genug, dass sie den Kalkstein durchsetzen, sondern sie überkreuzen auch die Lagerarten, welche ihm zu beiden Seiten begrenzen. Demzufolge müssen wohl die Lagerarten als ältere Bildungen betrachtet werden, als die eruptive Gesteinsart, welche dieselben durchsetzt, und können mithin in keinem genetischen Zusammenhang mit dem eruptiven Gestein stehen, welches jünger ist als sie.

Nunmehr wollen wir v. Cotta's Ansicht in Betracht ziehen, insofern diese die Bildung der Erze selbst berührt. Dabei muss zuerst, als auf einen schwachen Punkt der genannten Theorie, darauf hingewiesen werden, dass die Lagerarten und die Erze selbst als nicht gleichzeitig angesehen werden, sondern als in gewissem Grade von einander unabhängige Bildungen, während sie in der That eng zusammengehörig sind. Dieser Zusammenhang offenbart sich vorerst darin, dass die Erze nicht ausserhalb der Lagerarten vorkommen, so z. B. im Kalkstein; theils darin, dass scharfe Contacte zwischen den Erzstöcken und der Lagerart oft genug gänzlich fehlen und statt dessen deutliche Uebergänge zwischen Erz und Lagerart vorkommen. Mehrfach ist ja auch der Magnetit so vermengt mit Granat oder umgekehrt der Granat mit Magnetit, dass das Erz als solches nicht der Ausbeutung werth ist. Eine Theorie, welche dieses intime Band zwischen den Lagerarten und deren eingeschlossenen Erzen gänzlich ausser Acht lässt, verliert schon dadurch viel von ihrem Werthe.

Die Erzlinsen selbst hält v. Cotta für Ausfüllungen von „zufällig vorhandenen oder durch die Solutionen neugeschaffenen Räumen“.

Selbst wenn wir für den Augenblick davon absehen wollen, dass die Beschaffenheit der Structur der Erzmasse keineswegs derartig ist, dass sie charakteristisch für eine Ausfüllung von Hohlräumen wäre, so müssen wir doch nothwendig die Frage aufwerfen, was die Veranlassung sein sollte, dass die zufällig vorhandenen Hohlräume nur in den Lagerarten vorkommen, während die Kalksteinmassen frei von solchen geblieben? Und denkt man an Aussickern vermittelst Wasserlösungen, so ist es a priori weit plausibler, dass die lösenden Agentien ihren Weg durch die viel leichter lösbare Kalkmasse gesucht hätten, als durch die aus Silicaten bestehenden Lagerarten. Die Folge davon würde sein, dass man die überwiegende Mehrzahl Erze im Kalksteine bekäme und gar keine oder nur einige wenige in den Lagerarten, welches Verhältniss dem, wie es in Wirklichkeit erscheint, gerade entgegengesetzt sein würde.

Allein man braucht ja nur die Form und innere Structur der Erzlinsen in's Auge zu fassen, um zu entscheiden, dass hier gar nicht die Rede sein kann von einer Bildung durch Ausfüllung von Hohlräumen. Die bei der Mehrzahl der Erze auftretende Linsen- oder Stockform ist nicht leicht in Vereinigung zu bringen mit den unregelmässigeren Formen bei Hohlräumen. Dies ist noch mehr der Fall, wenn man erwägt, dass die Erzstöcke an den allermeisten Stellen auf eine bestimmte Weise im Verhältnisse zum Contacte zwischen dem Kalke und den archäischen Schiefern orientirt sind, indem dieselbe ihre platte Seite dem Kalksteine zuwenden, und ihre grösste Ausdehnung in einer Richtung haben, welche nicht zu sehr von derjenigen der Kalkzone in ihrer Totalität oder der Lagerarten abweicht. Es ist wahrlich schwer zu verstehen, was die Bildung von so beschaffenen Hohlräumen mit solchen Dimensionen, wie die Erzstöcke sie haben — nämlich bis zu 80 Meter Länge, 50 Meter Breite und 5—10 Meter Höhe — veranlasst haben sollte.

Die uns bekannten geologischen Agentien von sowohl mechanischer als chemischer Natur sind wenigstens dazu ungenügend.

Es wurde genugsam bei der Beschreibung der Beschaffenheit der Erze selbst darauf hingedeutet, dass dieselben durchaus frei von jener sehr charakteristischen Structur sind, welche für Hohlraumsbildungen so bezeichnend ist. Irgend eine schalige Zusammensetzung eines Erzstockes im Ganzen genommen, ist, soweit mir bekannt, niemals aufgefunden worden, und auch ich habe keine solche wahrgenommen; im Gegentheil ist das Innere der Erzstöcke vollkommen structurlos, insoferne nicht, wie es der Fall ist mit dem von Franciscus angeführten Beispiel, eine regelmässige und unzweideutige Lagerstructur vorhanden ist. Als Regel kann man doch angeben, dass sich keine deutliche Structur in den Magnetitstöcken befindet, ebenso wenig wie in der angrenzenden Lagerart; in dieser Hinsicht stimmen die Erze bei Moravica und Dognacska vollkommen mit den entsprechenden schwedischen Eisenerzen vom Persberg-Typus überein. Als Gründe gegen die Anwendbarkeit dieser Hohlraumstheorie auf die Erzlagerstätten kann man auch die Abwesenheit oder wenigstens Seltenheit von grösseren Geoden oder Drusenräumen nennen. Solche kommen sehr selten in den eigentlichen Magnetitstöcken vor, wenn sie auch gewissen

Theilen in den Lagerungsplatten der Schwefelmetalle nicht gerade fremd sind. In den Ausfüllungen der Hohlräume, sowie in den wirklichen Erzgängen pflegt man endlich häufig Bruchstücke von dem Seitengestein anzutreffen, welche in der Ausfüllungsmasse eingebettet liegen und dann mit concentrischen Schalen ungleicher Mineralsubstanzen bekleidet zu sein pflegen. So viel ich weiss, sind solche in diesen Erzlagerstätten nicht angetroffen worden.

Es ist sehr fraglich, ob Diejenigen, welche an der Ansicht festhalten, dass diese Erze sich aus aufsteigenden warmen Lösungen abgesetzt hätten, sich wirklich eine Vorstellung von dem Verlaufe dabei gemacht haben. Wenigstens findet man nirgends eine eingehendere Schilderung darüber. Die Annahme liegt am nächsten, dass die ungeheuren Eisenmassen, die man in diesen Lagerstätten angehäuft findet, sich in Form von doppeltkohlensaurem Eisenoxydul gelöst hätten. Dies ist wenigstens die einzige Form, in welcher grössere Eisenmengen heutzutage von aufsteigendem Wasser an die Erdoberfläche gebracht werden. Soll aber eine solche Lösung ihren Eisengehalt freigeben, so ist nothwendig 1. dass sie unter gewöhnlichen Druck kommt, damit die Kohlensäure abgehen kann, und 2. dass sie mit der Luft in Berührung kommt, damit das Eisenoxydul zum Oxyd werden könne. Diese beiden Bedingungen werden erst dann erfüllt, wenn das Wasser die Erdoberfläche erreicht, und deswegen sehen wir, dass solche Quellen ihren Eisengehalt beim Ausfluss absetzen, aber nichts oder doch nur wenig davon im Aufsteigungscanal. Allein der Verlauf beim Anfüllen der voraussetzlichen Hohlräume muss ein ganz anderer gewesen und in grosser Tiefe vor sich gegangen sein. Die Beschaffenheit des eruptiven Gesteins erweist unzweideutig, dass dasselbe tief unter der Erdoberfläche erstarrt ist, wie es vorher bei der Beschreibung desselben erwähnt wurde. Es ist dabei von sedimentären Gesteinen von 100 oder 1000 Meter Mächtigkeit bedeckt gewesen. Die Hohlräume, welche angefüllt werden sollten, müssen also auch abyssisch gewesen und die dort circulirenden Lösungen einem hydrostatischen Druck ausgesetzt gewesen sein, welche den Abgang der lösenden Gase verhindert hat, aber damit zugleich auch den Absatz.

Wir können uns aus dem hier Gesagten schon einen Begriff davon machen, wie die Verhältnisse der Magnetitstöcke bei Moravica und Dognacska sich zu der von v. Cotta repräsentirten Hohlraumstheorie verhalten; mir scheinen sie gänzlich unvereinbar mit derselben. Es bedarf wohl kaum einer besonderen Erwähnung, dass Alles, was oben angeführt worden, nur den Eisenerzen bei Moravica und Dognacska gilt, obgleich es, mindestens in der Hauptsache, auch seine Anwendung auf die Schwefelmetalle des letzteren Ortes finden könnte. Dort herrschen jedoch zum Theile auch andere Verhältnisse. Bin ich doch selbst im Kaiser Ferdinand-Erbstollen in der Lage gewesen, solche Wahrnehmungen an der Grenze zwischen den Erzlagerstätten und dem Kalksteine zu machen, die sehr darauf schliessen lassen, dass es hier wirklich Hohlräume gegeben habe, wahrscheinlich von Lösungen ausgefressen, in welchen sich später Schwefelmetalle, vorzugsweise Bleiglanz, abgesetzt haben. v. Cotta hat ebenfalls solche Verhältnisse beobachtet und abgebildet.[1])

[1]) Erzlagerstätten im Banat und in Serbien, pag. 68.

Diese Hohlraumsbildungen haben aber keineswegs solche Ausdehnung, dass man aus deren Vorkommen generelle Schlusssätze über die Bildungsart des Ganzen zu ziehen ein Recht hätte. Im Gegentheil sind sie von recht localer Natur und scheinen eher auf die secundären Erzbildungen zurückgeführt werden zu können. Das Verhältniss kann in dieser Hinsicht mit Fug und Recht mit dem bei Sala, Schwedens bekannter Silbergrube, verglichen werden. Das aus Bleiglanz bestehende Erz kommt dort in zweierlei Erscheinungen vor: theils als Imprägnation im Kalkstein, welches das primäre Vorkommen ist; aber ausserdem kommt es auf einem System von Spalten und Schalen vor, die hauptsächlich mit Chlorit und Talkmineralien angefüllt sind; obgleich mehrere der ergiebigsten Erzfunde zu dieser letzteren Art gehören, ist es doch ohne Zweifel als secundäre Bildung zu betrachten.

Noch grössere Analogien scheint das Vorkommen der Schwefelmetalle bei Dognacska mit den bei Rodna und Offenbánya darzubieten. [1]) Nach Grimm's Beschreibung der ersten dieser Lagerstätten sind die dortigen Erze von zweierlei Art: 1. Wirkliche Lager zwischen krystallinischem Kalkstein und Glimmerschiefer, oder auch in ersterem, der conform auf dem Glimmerschiefer gelagert ist; die Erze sind Pyrit, Blende und Bleiglanz; 2. Bruchstücke dieses Lagers in einem trachytähnlichen Grünsteinsporphyr eingeschlossen, welcher die archäischen Gesteine durchsetzt. Man nimmt wahr, dass hierbei in einem wesentlichen Punkte Uebereinstimmung stattfindet, nämlich darin, dass die ursprünglichen Erze lagerförmig an der Grenze zwischen dem Kalkstein und den archäischen Schiefern vorkommen. Bei Dognacska werden die Lagerstätten ebenfalls von einem eruptiven Gestein durchsetzt, obgleich da nicht wie bei Rodna eine Erzbreccie entstanden ist. Analog ist das Verhältniss bei Offenbánya. Auch da sind die Lagerstätten, wenigstens gewisse derselben, an die Grenze zwischen Glimmerschiefer und Kalkstein gebunden (nach Grimm archäisch). Diese Erze bestehen aus Pyrit, Bleiglanz, Blende, sowie mancherlei Manganmineralien. Im Glimmerschiefer kommen ausserdem lagerförmige Eisen- und Manganerze vor. Ganz verschieden von diesen sind die bei Offenbánya im Trachyt vorkommenden Gold- und Silbererze. Grimm legt mehrfach grosses Gewicht darauf und bemerkt ausdrücklich, dass man das eigentliche und ursprüngliche Vorhandensein der Erze an der Grenze zwischen Kalkstein und Glimmerschiefer zu suchen habe. Es scheint auch Giltigkeit und Bedeutung für Dognacska und Moravica zu haben, wenn er also sagt: „Die unterirdischen Kalk- und Schieferscheidungen können als beste Wegweiser dienen, wenn es sich darum handelt, ausser den bekannten noch andere solche regellose Lagerstätten aufzusuchen“ und weiter: „Man ward zu der irrigen Ansicht verleitet, dass an den Scheidungen überhaupt und insbesondere an den dreifachen, wenn nämlich Kalk und Schiefer mit dem Grünsteintrachyt zusammenstossen, die Erzführung in Putzen und Stöcken liegen müsse.“ Aber: „Der Kalkstein scheint nur in der Nähe der Schieferscheidungen Erzputzen zu beherbergen.“

[1]) Da ich diese Orte nicht besucht habe, kenne ich dieselben nur aus den Beschreibungen von Grimm, Freih. v. Beust und Pošepny. Es dürfte wegen des oben Gesagten fast überflüssig sein, zu bemerken, dass ich betreffs der Ansichten über Natur und Bildung dieser Erze gänzlich die Anschauungen Grimm's theile.

Ebenso wie Grimm die Lagernatur der Erzvorkommnisse bei Rodna und Offenbánya verficht, so sind auch wir der Ansicht, dass die Erze bei Moravica und Dognacska, die Eisenerze so gut wie die Schwefelmetalle, Lagerbildungen sind; und wir wären ohne Zweifel auch zu dieser Ansicht gekommen, selbst wenn wir die schwedischen Erzlager weder gekannt, noch einen Vergleich mit ihnen hätten anstellen können. Die Gründe aber, auf welche wir uns dabei stützen, können in grösstmöglicher Kürze so formulirt werden.

1. Die Lagerarten mit ihren Erzen nehmen ein bestimmtes geologisches Niveau ein, nämlich die Grenze zwischen den krystallinischen Schiefern und dem Kalksteine, sie verhalten sich concordant zu den angrenzenden Lagern und müssen deswegen als Glied der Schichtserie betrachtet werden.

2. Die innere Zusammensetzung zeigt lagerartige Structur, sowohl im Grossen als im Kleinen, indem die einzelnen Eisenerzlinsen sich im Verhältniss zu den Lagerarten im Ganzen als kleinere untergeordnete Lager von grosser Mächtigkeit und verhältnissmässig geringer Ausdehnung verhalten, auch mehrfach geschichtete Structur haben, wenngleich dies nicht sonderlich allgemein im Erz oder in der Lagerart hat wahrgenommen werden können.

3. Eine solche schalige oder symmetrische Structur, wie sie bezeichnend ist für Hohlraumsausfüllungen und Gangbildungen, ist diesen Erzstätten fremd; gleichfalls breccienähnliche Bildungen und grössere Drusenräume.

Indem wir die lagerartige Bildungsart dieser Erze proclamiren, liegt es uns fern, damit eine Erklärung über die Bildung selbst abgegeben haben zu wollen. Im Gegentheil erkennen wir bereitwillig, dass sehr wenig darüber gesagt wurde, wie ja auch im Allgemeinen unsere Kenntniss der Umstände, welche die Bildung von Erzlagern verursacht, noch ziemlich wenig entwickelt ist, im Ganzen weniger als die Kenntniss über die Bildungsweise von Erzgängen. Wir haben eigentlich nur damit sagen wollen, dass die Lagerarten mit ihren eingeschlossenen Erzlinsen als Lager in dem Sinne betrachtet werden müssen, dass sie jünger sind als die darunterliegenden Lager und älter als die darüberliegenden. Es liegt also nicht in unserer Absicht, eine Theorie für die Bildung solcher Erzlager aufzustellen, wozu wir unser Unvermögen eingestehen müssen, selbst wenn es gälte, eine Erklärung über die Bildung der schwedischen Eisenerzlager abzugeben. Wir sind indessen überzeugt, dass man, um in befriedigender Weise diese Erze und ihre Bildungsart erklären zu können, von der wenig fruchtbaren Annahme abgehen müsse, nach welcher sie mit Eruptivgesteinen in Verein gebracht und als Contactbildungen oder Hohlraumsausfüllungen angesehen werden und statt dessen den bis dahin weniger betretenen Weg einzuschlagen habe, auf dem man sie als wirkliche Lager betrachtet.

Hiergegen wird man vermuthlich die Einwendung erheben, dass es kaum für Zufall gehalten werden könne, dass die reichsten Erzlagerstätten gerade dort vorkommen, wo das eruptive Gestein die Kalkzone schneidet. Inzwischen darf man diesem Umstande kein allzugrosses Gewicht beilegen. Es scheint mir sogar bedeutend dadurch abgeschwächt zu werden, dass die Kalkzone, wo sie in ihrem nördlichsten Theile bei

Ezeres 'in ein anderes Gebiet des eruptiven Gesteins eintritt, von genau derselben Beschaffenheit wie dasjenige, welches die Kalkzone bei Moravica und Dognacska schneidet, dass dieselbe da keine Erze aufzuweisen hat; die Lagerarten sind daselbst durch den vorerwähnten eisenhaltigen Bolus repräsentirt, welcher nur unbedeutende Lager von Brauneisenstein enthält. Dieser Bolus mit seinen eingeschlossenen Brauneisensteinlagern, welche die Lagerarten und deren Erze ersetzen und welche sowohl im Süden als im Norden der Kalkzone auftreten, ist offenbar eine mit diesen äquivalente Bildung. Man kann also, wenn man den Blick auf dieses Verhältniss richtet, dem eruptiven Gestein auch hier keine genetische Bedeutung zuschreiben, weil die Lagerart und ihre Aequivalentbildung ja längs der ganzen Kalkzone vorkommen und nicht etwa nur da, wo diese von den eruptiven Massen durchschnitten wird; höchstens könnte man ihm vielleicht eine metamorphosirende Wirkung zuerkennen.

Es bleibt uns nun noch übrig, einige Worte hinzuzufügen über den Zusammenhang zwischen den Erzlagerstätten bei Moravica und Dognacska und den übrigen banatischen Lagerstätten, denen bei Oravica, Cziklova, Szaszka und Moldava. Einen solchen Zusammenhang haben sowohl v. Cotta als andere Geologen, die sich hiermit beschäftigt haben, vorausgesetzt, indem sie diese sämmtlichen Erze mit der Strecke der eruptiven Gesteine, welche in nordsüdlicher Richtung das Banat durchstreichen, in Verbindung gebracht haben. Da wir aber nicht von einem genetischen Zusammenhang der Erze bei Moravica-Dognacska und dem genannten Eruptivgestein überzeugt sind, so haben wir auch keine Veranlassung, einen Zusammenhang für die eben genannten Erze mit den übrigen anzunehmen, ebensowenig wie zwischen diesen und jenen bei Rezbánya. Indem ich gern zugebe, dass es ziemlich nahe liegt, einen gemeinsamen Ursprung für diese Erze zu vermuthen, meine ich doch, dass den Erzen bei Moravica-Dognacska nichts anderes Gemeinsames mit der Mehrzahl der übrigen zukommt, als dass sie in der Nähe der Durchbruchslinie des eruptiven Gesteins belegen sind. Dass sie ihrem geologischen Auftreten und ihrer mineralogischen Beschaffenheit nach sehr verschieden von den übrigen sind, ist leicht genug zu beweisen.

Von diesen übrigen habe ich nur Szaszka und Moldava nicht besuchen können. Vermöge der zugänglichen Beschreibungen über diese Orte habe ich versucht, mir eine Ansicht über dieselben zu bilden, und bin sehr geneigt, sie für wirkliche Contactbildungen zu erklären. Bei Cziklova habe ich Gelegenheit gehabt, die bekannten typischen Contactbildungen zu sehen, und schlagend ist der Unterschied zwischen den dortigen typischen Contactbildungen und den Erzlagern bei Moravica und Dognacska. Dieser Unterschied besteht nicht allein in geologischer, sondern auch in mineralogischer Hinsicht. Zuerst mag des Umstandes gedacht werden, dass die echten Contactbildungen bei Cziklova einen weit mehr localen Charakter tragen. Irgend welche Veränderung des Kalksteines bei einem Abstand von 5 Kilometer und darüber vom Banatitcontact findet nirgends statt, wie man es bei Moravica und Dognacska annehmen müsste. Bei Cziklova sind die echten Contactbildungen durch blauen Kalkspath repräsentirt, in welchem Wollastonit, Granat, Vesuvian, sowie an einigen Stellen Zeolithe

eingemengt sind. Eine dichte Granatfelsmasse oder die für die Lagerarten so bezeichnenden Pyroxen- und Amphibolmineralien kommen hier gar nicht vor. In den Lagerarten dagegen entbehrt man der Contactmineralien „par préférence“ Wollastonit und Vesuvian, wie es schon bei der Schilderung der mineralogischen Beschaffenheit der Lagerarten hervorgehoben wurde. Das einzige wesentliche Mineral, das hier gemeinsam, ist der Granat, ein allzu allgemeines und zu wenig charakteristisches Mineral, als dass man darauf einige Schlüsse hinsichtlich einer gleichartigen Bildungsweise bauen könnte.

Diese so scharf charakterisirten Bildungen sind von v. Cotta mit den Erzlagerstätten oder eigentlich mit deren Lagerarten zusammengestellt; unserer Meinung nach liegen hier ganz ungleichartige Dinge vor, welche auseinander gehalten werden müssen und nicht verwechselt oder vereinigt werden dürfen. Was die Granatfelsmasse betrifft, in welcher die Kupfergrube Rochus bei Oravica liegt, so weist deren mineralogische Beschaffenheit sie augenscheinlich auf dieselbe Bildung hin, wie die Lagerarten bei Moravica und Dognacska. Nicht nur dem Aeusseren nach ist diese Masse gewissen Lagerarten sehr ähnlich, sondern auch die mikroskopische Structur des Granats erweist sich als vollkommen identisch mit derjenigen, welche z. B. so charakteristisch für Alfred in Dognacska ist, was schon vorher zur Sprache gekommen ist. In vollem Einklang hiermit steht auch ihr geologisches Auftreten, indem sie nicht in der Nähe des Banatitcontactes vorkommt, sondern ganz isolirt liegt, umgeben von krystallinischen Schiefern; selbst ruht sie zunächst auf Thonschiefer (Phyllit). Ihre ganze Lage scheint anzugeben, dass sie am engsten mit den krystallinischen Schiefern verbunden ist, und falls man sie als einen umgewandelten jüngeren Kalkstein betrachten wollte, so müsste man sich unwillkürlich fragen, wo der Perm-Sandstein, der unmittelbar in der Nähe die Jura- und Kreidekalksteine von den archäischen Gesteinen trennt, geblieben ist. Wir sind also mehr geneigt, Rochus mit den Erzlagern bei Moravica und Dognacska zu parallelisiren, als sie in Zusammenhang mit den Contactbildungen bei Cziklova zu bringen.[1])

Was nun schliesslich die Erze selber angeht, die an diesem letztgenannten Orte angetroffen werden, so haben wir keine Gelegenheit gehabt, uns irgend eine Meinung über dieselben zu bilden. Aus v. Cotta's Profil, pag. 57, vom „Speis-Schacht“ und „Baron-Schacht“ kann man ersehen, dass die erstere dieser Erzstätten an der Grenze zwischen dem Glimmerschiefer (archäisch) und dem Kalkstein liegt, und nur durch

[1]) Sogar v. Cotta scheint es etwas zweifelhaft, ob auch Rochus so ohne Weiteres mit den Contactbildungen zusammengebracht werden dürfe; er sagt nämlich pag. 60: „Sowohl die Rochuser Kupfererze als die Erze der Elisabethagrube liegen nicht unmittelbar am Contact des Banatites, dennoch scheint mir, dass auch sie den Contactwirkungen im Allgemeinen zugehören, da sie mehr oder weniger mit Granatfels verbunden, innerhalb der lang ausgedehnten Banater Erzzone und wenigstens in der Nähe des Banatites auftreten. Bei der Schilderung des Banatitvorkommens von Oravica haben wir bereits gesehen, dass diese mächtige Granatfelsbildung auch nördlich von Oravica eine ziemlich isolirte Stellung einnimmt, und dass diese Lage vielleicht durch unterirdische Verzweigungen des Banatites, sowie durch starke Abschwemmung des früher ausgedehnteren Kalksteines erklärt werden muss. Wäre eine solche Erklärung nicht zulässig, so müsste man es in der That sehr sonderbar finden, dass hier solche den echten Contactbildungen durchaus analoge Producte: Granatfels und Erze, nicht am Contact, sondern daneben liegen.“

eine Rinde der sogenannten Lagerart davon getrennt ist. Die Möglichkeit darf also nicht ausser Acht gelassen werden, dass auch dieses Vorkommen von derselben Art ist, wie Rochus und Moravica-Dognacska.

IV. Schlussfolgerungen.

Zum Schluss fassen wir den Inhalt dieser Abhandlung in den drei folgenden Punkten zusammen:

1. Die Erzlagerstätten bei Moravica und Dognacska zeigen äusserst grosse Aehnlichkeiten mit den schwedischen Eisenerzlagern, besonders mit denen vom Typus Persberg; diese Aehnlichkeiten gelten sowohl für die mineralogische Zusammensetzung der Erze und Lagerarten, als für die Form der einzelnen Erzlinsen und deren Vertheilung in der Lagerart, sowie für die Lage dieser letzteren an der Grenze zwischen krystallinischen Silicatgesteinen und körnigem Kalkstein. Auch das umliegende Gestein (Hälleflintagneiss = Glimmergranulit) ist das nämliche.

2. Wegen des intimen Zusammenhanges zwischen den archäischen Schiefern und der die Erze begleitenden Kalkzone, welcher sich aus den Lagerungsverhältnissen ergibt, muss diese letztere eher als archäisch oder alt-paläozoisch denn als mesozoisch angesehen werden.

3. Die Erzlagerstätten sind Lagerbildungen und stehen in keiner genetischen Gemeinschaft mit dem in der Nähe von ihnen auftretenden eruptiven Gestein, das weit jünger ist, als die Erze.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	607 [1]
I. Moravica und Dognacska	608 [2]
Die archäischen Schiefer	609 [3]
Der krystallinische Kalkstein	614 [8]
Die Lagerarten	616 [10]
Die Erze	625 [19]
Der Quarzdiorit	632 [26]
II. Vergleichung der Erzlagerstätten des Banats mit den schwedischen	635 [29]
III. Die Ansichten über die Bildung der Erze bei Moravica und Dognacska	649 [43]
IV. Schlussfolgerungen	668 [62]

Studien im polnischen Mittelgebirge.

Von Dr. **Jos. v. Siemiradzki** in Warschau.

Trotzdem zahlreiche Forscher, wie Pusch, Zeuschner, Roemer, Kosinski, Hempel, Trejdosiewicz, Michalski u. A. das Sandomirer Mittelgebirge zum Gegenstand ihrer Untersuchungen gemacht haben, bleibt dasselbe vielfach noch immer eine „Terra incognita“, welche noch lange Zeit für specielle Studien, insbesondere was die Gliederung der versteinerungsarmen mitteldevonischen Kalksteine betrifft, Stoff genug bieten wird.

Pusch's treffliche Specialkarte lässt, wenn wir die neulich in polnischer Sprache nach hinterlassenen Manuscripten des vielverdienten Mannes publicirten Berichtigungen und Ergänzungen in Betracht ziehen [1]) und die von ihm zum Wealdclay gerechneten blauen Thone dem Silur anreihen, hinsichtlich der Verbreitung einzelner Formationen nichts zu wünschen übrig. Den Arbeiten von Zeuschner verdanken wir die Entdeckung silurischer Schichten in Zbrza und Kleczanów, sowie die Gliederung der mitteldevonischen Gebilde am nördlichen Fusse des Sty. Krzyż-Rückens — eine genügende Darstellung des Gesammtbildes dieses interessanten Gebirgszuges und seiner Structurverhältnisse fehlte aber bisher vollständig. Roemer begnügt sich einfach, die Lösung dieser Aufgabe seinen Nachfolgern zu überlassen.

Die Schwierigkeit liegt meiner Ansicht nach darin, dass sämmtliche Forscher, welche sich mit geologischen Untersuchungen im polnischen Mittelgebirge abgegeben haben, mit der Stadt Kielce und deren nächster Umgebung sich in der Hauptsache begnügten, welche Gegend am wenigsten dazu geeignet ist, ein klares Bild der tectonischen Verhältnisse darzustellen, weil eben an diesem Orte das eigentliche Sandomirer Gebirge von einem zweiten Gebirgszuge, demjenigen von Małagoszez-Przedborz durchkreuzt wird, wodurch zahlreiche Störungen in der regelmässigen Schichtenfolge entstanden sind. Zeuschner war der einzige, welcher den genannten Gebirgszug an einer geeigneten Stelle durchschnitten hat, und es ist mir ganz unbegreiflich, weshalb derselbe die im Allgemeinen sehr einfachen Verhältnisse nicht klarer

[1]) Pamiętnik Fizyjograficzny. B. II. Warschau, 1882.

in's Auge gefasst hat, er kann sich nämlich keine Vorstellung über die Natur der silurischen Thonschiefer, die zwischen Rakow und Łagow sehr stark entwickelt sind, machen, und so bleibt denn bisher das Pusch'sche vollkommen falsche Profil als Grundlage für alle späteren Untersuchungen.

Im Sommer dieses Jahres habe ich versucht, diese Lücke in der Kenntniss unseres Gebirges auszufüllen und durch die Arbeit von Zeuschner geleitet, folgte ich seiner Route vom Städtchen Rakow aus nach NNO. über Łagow nach Słupia Nowa bis Grzegorzewice und Skały, was mir die Möglichkeit gab, sämmtliche bisher bekannt gewordenen Glieder des Sandomirer Devons zu durchschneiden; ausserdem hoffte ich auch auf dieser Strecke silurische Gebilde anzutreffen. Das Resultat bestätigte meine Annahme, die tectonischen Verhältnisse des Gebirges erwiesen sich an dieser Stelle als sehr einfach.

Sämmtliche das Mittelgebirge zusammensetzenden Schichten haben ein Streichen von h. 6—7 und bilden zwei vollkommen analoge, nahezu parallele anticlinale Falten, deren Axe silurische Thonschiefer und Grauwackensandstein, die Hauptmasse unterdevonischer Quarzsandstein und Quarzit, die äussersten Flügel mittel- und oberdevonische Schichten zusammensetzen. Beide Gebirgszüge, welche sich nach W., gegen Kielce hin, in mehrere Rücken zerspalten, sind im östlichen Theile einfach und endigen, der nördliche bei Opatow, der südliche bei Klimontow. Von da aus lassen sich silurische und unterdevonische Schiefer und Quarzite, unter einer mächtigen Lössdecke verborgen, in den tieferen Schluchten und Flussbetten bis zu den Pfefferbergen (Pieprzowe Góry) bei Sandomir verfolgen.

Ich will vor Allem eine nähere Erklärung des Profils von Rakow-Skały geben. Rakow steht auf horizontalen Schichten von miocenem Nulliporenmergel in 910 Fuss Seehöhe, welchen diluvialer Geschiebesand bedeckt. Aus demselben tauchen beim Dorfe Szumsko im Flussthale zwischen Szumsko und Zalesie die ersten Vorläufer des Mittelgebirges, zuerst nach N., dann plötzlich steil nach S. fallende Quarzite (Streichen = h. 6) auf, welche nach N. zu immer schieferiger werden, untergeordnete Lager und Nester von blutrothem Letten enthalten und im Garten des Gutes Zalesie in stark gebogene und geknickte mergelige Thonschiefer übergehen. Folgen wir dem Flüsschen von Zalesie entlang nach NNO., so erstrecken sich diese Schiefer bis an die Quellen des Baches, und man bekommt hier im Querthale einen sehr instructiven Durchschnitt durch dieselben zur Ansicht, woselbst die grauen, bröckeligen Schiefer anticlinal von N. und S. fallen und unter denselben braune, dünnplattige Grauwackensandsteine mit rhomboidaler Absonderung zum Vorschein kommen. Die Schiefer enthalten untergeordnete Lagen von Rotheisenstein. An den Quellen des Baches, mitten im Walde, habe ich im Flussbette zahlreiche Thonschiefer-Bruchstücke mit *Monograpsus nuntius Barr*, daneben noch ein *Gyroceras sp.*, *Ctenocrinus pinnatus Goldf.*, *Conularia* und *Hyolithes* gefunden. Anstehend waren dieselben nicht zu finden. Die Schiefer sind aber petrographisch mit den in unmittelbarer Nähe auftretenden versteinerungsleeren vollkommen identisch und erstrecken sich, wie weiter

gezeigt wird, auf ein grosses Gebiet, überall die grünlichen oder braunen Grauwackensandsteine bedeckend. Weiter nach N. taucht in 1100 Fuss Seehöhe auf dem Rücken des südlichen Gebirgszuges wieder unterdevonischer Quarzit mit N.-Fallen unter der Lössdecke empor, und darunter in einer tiefen Schlucht, gegenüber dem Dorfe Gęsice, wieder Thonschiefer. Die Quarzite mit N.-Fallen lassen sich weiter nördlich bis Wola Łagowska verfolgen. In der Stadt Łagów (917 Fuss) durchschneidet man eine synclinale Mulde von mitteldevonischen Kalkstein und Dolomit mit darüber lagernden oberdevonischen bituminösen Schiefern mit *Posidonomya venusta* und *Goniatites retrorsus*. Noch weiter nördlich durchkreuzt man in Zamkowa-Wola den Quarzit-Rücken, welcher sich am Berge Witosławska Góra bis über 1500 Fuss erhebt und S.-Fallen besitzt. Im darauffolgenden schmalen Längsthale von Słupia Nowa sind wieder silurische Thonschiefer und Grauwackensandstein mit *Ctenocrinus pinnatus Goldf.* entblösst. Darüber erhebt sich der mächtige Quarzitrücken von Swięty Krzyż, welcher an der Łysa góra die Höhe von 1813 Fuss erreichend, mit N.-Fallen sich über Serwis bis Grzegorzewice verfolgen lässt und weiter nördlich bei Skały-Zagaje von mitteldevonischem Kalkstein, Dolomit und Thonschiefer bedeckt wird.

Nach diesem kurzen Ueberblick will ich zur Charakteristik der einzelnen Formationen und deren Verbreitung im östlichen Theile des Sandomirer Gebirges übergehen.

I. Silurformation.

Die von Zeuschner an zwei voneinander entfernten Punkten Zbrza und Kleczanow entdeckten silurischen Thon- und Grauwackenschiefer sind, meiner Erfahrung nach, sehr weit im östlichen Theile des Sandomirer Gebirges verbreitet und scheinen zwischen den Opatówka- und Koprzywnica-Thälern überall die Unterlage der sehr mächtig entwickelten Diluvial-Ablagerungen zu bilden, nur an einzelnen Grenzpunkten von unterdevonischem Quarzit oder von miocenen Gebilden bedeckt. Nach W. zu, wo jüngere devonische Schichten auftreten, ziehen sich die silurischen Schiefer gabelförmig in zwei Armen hin, wovon der nördliche, schmälere, mit der Richtung h. 8—9 nördlich von Opatow, am Fusse des Quarzitrückens über Szczegło und Jeleniow bis Słupia Stara verläuft, der südliche, breitere die Axe des Gebirgszuges zwischen Klimontow und dem Ufer des Czarna-Flusses bildet. Sein Streichen ist = h. 6. Den westlichsten Ausläufer dieser Zone bilden die Grauwackenschiefer von Zbrza.

Etwa 3 Kilometer nördlich von Sandomir treten am steilen Weichselufer zwischen Kammień Plebański und Kammień Msciowski schwarze, glänzende, harte Thonschiefer mit untergeordneten Lagen von lichtgrauen, quarzitartigen Sandstein und Quarzconglomeratbänken auf. Diese letzteren bestehen aus etwa haselnussgrossen, abgerundeten röthlichbraunen Quarzitbruchstücken, welche durch ein schwarzes, mit dem Material der umgebenden Thonschiefer identisches Bindemittel verkittet sind. Sowohl das Conglomerat, als die angrenzenden Schieferpartien sind von weissen Calcitadern durchzogen und führen noch feine Pyritkörnchen und grosse Gypskrystalle eingeschlossen. Diese unter dem

Namen Pieprzowe Góry (Pfefferberge) bekannten Schiefer sind stark gefaltet, lassen ein anticlinales Fallen h. 1, unter 50—80° nach N. und S. erkennen, und gehen nach der Stadt Sandomir zu in bunte, meist roth und grün gefleckte, bröckelige Mergelschiefer über. Die Quarzitschichten, welche ebenso stark wie die Schiefer selbst geknickt und gebogen erscheinen, sind von schwarzen Schiefern sowohl im Liegenden als auch im Hangenden begrenzt, werden abgebaut und nach Galizien zu Chaussée-Anlagen verbraucht. Nach oben zu werden die Schiefer von einer wenig mächtigen Schicht von miocenem Kalkstein und Löss bedeckt.

Schon Zeuschner hatte den Pfefferbergen ein vermuthlich silurisches Alter zugeschrieben, ohne jedoch seine Meinung durch Versteinerungen zu begründen. Dieses ist mir gelungen, denn ich habe in dem schwarzen Conglomerat zahlreiche sehr gut erhaltene Exemplare einer *Lingula sp.* sehr nahe der Collectivart *L. exunguis Eichw.*, sowie im grauen Sandstein *Obolus siluricus Eichw.*, eine zierliche, von *O. Apollinis* durch grössere Breite und die äusserst zarte, concentrische Streifung unterscheidbare Art gefunden, welche beide auf ein unter- oder mittelsilurisches Alter hinweisen.

Wenden wir uns in der Streichungsrichtung h. 7 nach WNW., so treffen wir in zwei Meilen Entfernung von Sandomir, links von der Chaussée, das vielberühmte Dorf Kleczanow, woher die silurische Formation in Polen durch Zeuschner zuerst bekannt geworden ist. Gegenwärtig ist der Steinbruch daselbst vollkommen verschüttet und sieht man kaum eine kleine Schieferpartie aus dem Boden bei der Kirche emporragen. Der Ort ist aber für unsere Silurformation und für deren Abgrenzung vom unteren Devon höchst wichtig, und ich kann nicht umhin, die Hauptresultate der Untersuchungen von Zeuschner und Trejdosiewicz an dieser Stelle hervorzuheben. Die unterste Etage bildet dolomitischer Mergel; darüber folgen obersilurische Thonschiefer mit *Monograpsus* und *Diplograpsus*; weiter hinauf kommt ein feinkörniger, grünlichgrauer Quarzsandstein und zuletzt ein grünlicher Quarzit, ähnlich demjenigen von Międzygórze zum Vorschein. Alle erwähnten Schichten fallen nach Zeuschner h. 3 unter 35°, nach Trejdosiewicz h. $4^{3}/_{8}$ unter 40° nach N. Der Sandstein und der grüne Quarzit sind von zahlreichen Exemplaren von *Orthis Kielcensis Roem.* und *Streptorhynchus umbraculum* überfüllt und gehören daher unzweifelhaft dem untersten Devon an. Dieser Fund, von Prof. Trejdosiewicz beschrieben [1]), in dessen Privatsammlung ich die betreffenden Belegstücke zu sehen bekam, ist insofern von Wichtigkeit, als neuerdings Herr Bergingenieur Michalski auf Grund des Zusammenvorkommens von *Orthis Kielcensis* mit *Orthis calligramma* im Sandsteine der Dyminy-Berge bei Kielce demselben gegen die Ansicht Roemer's ein untersilurisches Alter zugeschrieben hat. [2]) Das Zusammenvorkommen von *Orthis Kielcensis* mit *Streptorhynchus umbraculum* bei Kleczanow entscheidet die Frage über das Alter der Dyminy-Berge zu Gunsten der Roemer'schen Ansicht, wofür auch die stratigraphischen Verhältnisse sprechen.

[1]) Trejdosiewicz, Opis badan geologicznych w królewstwie Polskiem w r. 1878. Kraków. Sprawozdanie komisyi fizyjograficznej 1879.

[2]) Михальскій. Извъстія геологигескаго бомшшета 1883.

In unmittelbarer Nähe von Kleczanow nach NW. liegt ein tiefes Thal, welches sich nach dem Dorfe Miendzygórze hin erstreckt. In demselben kommen zuerst miteinander alternirende graue Thonschiefer und sandige Grauwacken vor, weiter, am Gipfel des Hügels rechts, wird durch einen Steinbruch dunkelgrüner Quarzit und weiter gegen Miendzygórze weisser compacter Quarzit entblösst. Streichen = h. $9^1/_8$, Fallen NO. unter 70°. In der Nähe des Dorfes Miendzygórze und im Dorfe selbst kommen schon miocene Sande und Mergel zum Vorschein.

Nach Pusch tritt silurische Grauwacke bei Karwow auf.

Einen Kilometer westlich von Opatow liegt im tiefen Thale des Baches Kochówek das Dorf Marcinkowice, woselbst man ein recht instructives Profil zur Ansicht bekommt. Rechts vom Wege, welcher von der Opatower Chaussée zum Dorfe führt, sieht man unter einer 8 Fuss mächtigen Lössdecke und einer darunter liegenden, 10 Fuss dicken Schicht von diluvialem Geschiebelehm einen weissen, compacten, rothgeaderten Quarzit mit dem Streichen = h. 6 und einem N.-Fallen von 70°. Nach unten zu geht dieser Quarzit in einen glimmerreichen, schneeweissen Quarzschiefer über. Links vom Wege erscheinen steil aufgerichtet graue Thonschiefer, welche dem rechten Flussufer entlang sich bis zum Ende des Dorfes erstrecken. Letztere fallen antiklinal nach N. und S. und alterniren mit dicken Schichten von ziemlich harten, glimmerreichem grünen Grauwackensandstein. Am westlichen Ende des Dorfes fallen die Schichten unter 60—90° nach S.

Beim Dorfe Szczegło am N.-Fusse des Quarzitrückens, welcher sich von Opatow bis Słupia Nowa erstreckt, tritt am Wege grüner schieferiger Grauwackensandstein mit SW.-Fallen unter 40° auf. Die ungeheuere Feuchtigkeit des Lössbodens verräth die Gegenwart von Thonschiefern auf der ganzen Strecke von Szczegło bis Słupia Stara, wie es auch Pusch auf seiner Specialkarte gezeichnet hat. Bei dem letztgenannten Dorfe sieht man am Wege gelblichgraue, nach N. fallende Thonschiefer und rothbraune Grauwacken mit *Ctenocrinus pinnatus Goldf.* in einem Graben entblösst.

Den nördlichsten Punkt, wo die Silurformation inselförmig auftritt, bildet der Berg von Ptkanow NO. von Opatow. Es tritt hier am SW.-Fusse des Berges, welcher gänzlich aus weissem Keupersandstein besteht, am Ufer des kleinen Baches, welcher von Lipowa nach Podole fliesst, eine kleine Partie von senkrecht auf den Kopf gestellten, unter h. 12 (nach Pusch sogar h. 1) streichenden bunten (rothen und grünen) Mergelschiefern mit untergeordneten, lichtgrauen Quarzitbänken, ganz ähnlich wie in den Pfefferbergen, auf. Auf der Südseite werden diese Gebilde von rothem kalkigem Keuperconglomerat bedeckt, etwas weiter den Bach hinauf, treten bei Lipowa nach Trejdosiewicz unterdevonische Quarzite auf. Es sind dies wahrscheinlich diese Schiefer, welche Pusch unter „typischen, roth und grün gefleckten Triasgebilden“ [1]) meint, die discordante Lagerung derselben sowohl zu der Trias, als auch zu dem in unmittelbarer Nähe auftretenden Devon haben sowohl Pusch als Trejdosiewicz ausser Acht gelassen. Diese Discordanz ist indess sehr bemerkenswerth. Die silurischen

[1]) Pusch, Neue Beiträge zur Geognosie Polens (in poln. Sprache). Pamiętnik Fizyjograficzny. Bd. II. Warschau 1882, pag. 144.

Schichten stehen ganz vertical und streichen von N—S. h. 12; die triassischen Sandsteine streichen indess h. 5 und fallen unter 12° nach NO.; die devonischen Quarzite bei Lipowa haben wiederum ein verschiedenes Streichen h. $9^7/_8$ und fallen unter 43° von NO.

Damit ist die nördliche Serie von Entblössungen der Silurformation abgeschlossen. Wir kehren also jetzt nach Sandomir zurück, um von da aus die zweite Serie zu verfolgen.

Nach Pusch kommen steil aufgerichtete Thonschiefer bei Koprzywnica, Dembiany, Szymonowice, Nawodzice, Pencławice und Bogoryja vor, dieselben sind mir durch Autopsie unbekannt.

Etwa 3 Kilometer SW. von Kleczanow ist gegenüber dem Dorfe Osiny durch einen Steinbruch ein Profil aufgeschlossen, wo steil aufgerichtete schieferige Quarzite mit harten Thonschiefern wechsellagern. Das Streichen ist h. 7, Fallen isoclinal südlich unter 60°. Die Schichten sind hier nach N. überkippt.

Ob diese Schiefer noch zum Silur, oder schon zum Devon gehören, lässt sich nicht bestimmen; in unmittelbarer Nähe derselben, sowohl nach N. bei Ussarzow, als auch von S. am linken Flussufer treten schon compacte devonische Quarzite auf. In Osiny haben die grauen rothgefleckten Quarzitschichten eine geringe Mächtigkeit, von etwa 2 bis 4 Zoll.

Bei Górki und Konarska Wola, westlich von Klimontow treten versteinerungsfreie Thonschiefer und Grauwacken in wechsellagernder Schichtung auf. Streichen h. 8—10, Fallen SW. unter 20—40°.

Bei der Mühle von Boduszow ist unterdevonischer Quarzit nebst silurischen Thonschiefer und Grauwacke entblösst.

Von hier aus verschwinden die silurischen Schiefer erst unter dem Löss und tauchen erst am Wege von Iwaniska nach Rakow bei Wola Jastrzembowska und Pipała auf. Gegenüber dem Dorfe Pipała, am rechten Ufer des Łagowica-Flusses, ragen harte, graue Thonschiefer aus dem Löss empor, welche zahlreiche Fucoidenreste, darunter grosse Exemplare von *Rhyssophycus embolus Eichw.* enthalten. Streichen h. 7. Fallen anticlinal, 40° SW. und 30° NO. Von hier nach N. sind ähnliche Schiefer am rechten Ufer der Łagowica entblösst, so gegenüber dem Dorfe Malommek und Ruda, ferner in der Schlucht zwischen Zbelutka und Gensice, überall von gelblichweissen Quarziten und Löss bedeckt. Zwischen Zalesie und Sadkow bestehen die Hügel am linken Ufer des Baches, wie oben erwähnt, aus silurischem Graptolithenschiefer mit *Monograpsus nuntius Bar.*, *Gyroceras sp.*, *Ctenocrinus pinnatus Goldf.* Dieselben Schiefer sind noch im Walde zwischen dem Ufer des Baches, welcher von Sadkow über Rembow fliesst, bis zum Ufer der Czarna bei Kierdony entblösst und verschwinden am rechten Ufer der Czarna unter diluvialem Sand und Löss. Aller Wahrscheinlichkeit nach bilden sie noch den Untergrund der alluvialen Niederung zwischen Kozieł und Huta Nowa, an der südlichen Grenze des Cisower Waldgebietes. In dieser ganzen Region haben die Schiefer ebenso wie die darüber lagernden Quarzite überall ein anticlinales Fallen nach NO—SW. In derselben Richtung liegen schliesslich die von Zeuschner beschriebenen silurischen Grauwackenschiefer von Zbrza.

2. Unterdevon.

Die unterdevonischen Gebilde im Sandomirer Gebirge werden durch Quarzite und quarzitartige Sandsteine vertreten. Nur an einer einzigen Stelle, bei Bieliny kommt in denselben ein Quarzconglomerat vor. Die grosse Armuth an Versteinerungen lässt hier keine genaue Gliederung durchführen. Da nun aber die untersten Sandsteine von Kleczanow *Streptorhynchus umbraculum*, der Quarzit von Łysa Góra *Spirifer laevicosta* und der Sandstein von Grzegorzewice *Chonetes sarcinulata* führen, so kann man mit Sicherheit den ganzen Complex von Sandsteinen und Quarziten zur untersten Etage der devonischen Formation rechnen. Es scheint, als ob Sandsteine in den untersten Horizonten, Quarzite im oberen Theile dieses Schichtencomplexes vorherrschen; eine genaue Gliederung derselben ist bisher unmöglich.

Die obersilurischen Grauwackensandsteine, welche ja hauptsächlich aus feinen Quarzkörnchen bestehen, gehen allmälig in devonische meist glimmerreiche Sandsteine, mit spärlichem thonigem Bindemittel über. Die Berge von Dyminy bei Kielce, Bieliny, Bardo, Kozieł, Czyżow, ferner die Felsen von Grzegorzewice, Serwis, Kleczanow und Miendzygórze bestehen hauptsächlich aus Sandstein mit zahlreichen, jedoch meist unbestimmbaren Brachiopodenabdrücken, unter denen bisher *Orthis Kielcensis Roem.* (Dyminy und Kleczanow), *Orthis calligramma* (Dyminy), *Leptaena deltoidea* (Bieliny) und *Streptorhynchus umbraculum* (Kleczanow) erkannt worden sind. Die Färbung dieser Sandsteine ist weisslich, gelb oder grün. Die oberen compacten Quarzitschichten von weisser, lichtgrauer bis rother Farbe werden durch *Chonetes sarcinulata* (Zwola bei Garbacz) und *Spirifer laevicosta* (Swienty Krzyż) charakterisirt.

Die unterdevonischen Quarzite und Sandsteine, welche die höchsten Kämme im Sandomirer Gebirge bilden, begrenzen beiderseits die zwei silurischen Zonen und zerfallen daher in vier verschiedene Gebirgszüge, welche wir einzeln von N. nach S. durchnehmen werden.

Der nördlichste Quarzitrücken, welcher auch die grösste Seehöhe am Berge Łysica (1908 Fuss) erreicht, ist unter dem Namen Swientokrzyzkie Góry (Heilige-Kreuz-Berge) bekannt. Dieser hohe und schmale Rücken, westlich vom Berge Łysica (1908 Fuss) östlich von Lysa góra (1813 Fuss) begrenzt, besteht aus einem lichtgrauen, rothgefleckten, compacten Quarzit, welcher h. 9 streicht und unter 45° nach NO. einfällt. Die einzige bisher in diesem Quarzit gefundene Versteinerung ist ein Steinkern von *Spirifer laevicosta*, welche Herr Bergingenieur Kosinski auf der Lysa Góra gefunden hat. Den nördlichen Abhang des Rückens bedeckt bis zum obersten Kamme eine diluviale Moräne, welche wir im weiteren näher besprechen werden, so dass der anstehende Fels nur selten zum Vorschein kommt. Es ist deshalb auch nicht möglich, die eigentliche Stellung des am Gipfel der Łysica in vereinzelten Blöcken sich findenden Tiegersandsteins zu bestimmen. Der Rücken von Swienty Krzyz zieht sich nach WNW., von mehreren tiefen Querthälern unterbrochen, bis nördlich von Masłow. Bei Ciekoły sollen nach Pusch steil aufgerichtete Thonschiefer mit Quarzadern

vorkommen. Alter unbekannt, wahrscheinlich silurisch. Nach Osten hin ist der Quarzitzug unterbrochen, da er bei Nowa Słupia nach NO. über Serwis und Grzegorzewice umbiegt und unter Löss verborgen, die silurischen Grauwackenschiefer von da aus bis Zwola und Marcinkowice bei Opatow von der Nordseite begrenzt.

Bei Serwis besteht der mit Wald bedeckte Hügel aus einem festen feinkörnigem Sandstein, ganz ähnlich demjenigen von Dyminy. Das Bindemittel ist sehr spärlich thonig. Der gelblichgraue Sandstein enthält viel glänzende Blättchen von weissem Glimmer. Bei Grzegorzewice geht derselbe Sandstein nach oben zu in weissgrauen, rothfleckigen Quarzit, identisch mit demjenigen von Lysa góra über. Aus dem Sandstein von Grzegorzewice werden von Zeuschner *Atrypa reticularis* und *Orthis Kielcensis* citirt. Die Schichten fallen bei Grzegorzewice unter 30—40° nach N.

Verfolgen wir jetzt die Verbreitung der Quarzite und Sandsteine von Grzegorzewice nach SO. in der Richtung h 8—9, so treffen wir zuerst Quarzite zwischen Zwola und Szczegło, in denen Zeuschner *Chonetes sarcinulata* und *Tentaculites scalaris* gefunden hat; ferner bei Marcinkowice westlich von Opatow, die schon erwähnten weissgrauen, rothgeaderten Quarzite mit darunterliegendem weissem glimmerreichem Quarzschiefer, an einem Ende des Dorfes mit N.-Fallen h. 12 unter 70° und grünlichgraue glimmerreiche Quarzschiefer mit steilem S.-Fallen am westlichen Dorfende.

Weiter SW. von Opatow treten noch zu derselben Zone I. gehörende Gebilde bei Miendzygórze und Kleczanow auf. Die Schlossruinen im ersteren der genannten Orte stehen auf einem Felsen von quarzitartigem Sandstein, der in der oberen Schicht lichtgrau, in der unteren dagegen lauchgrün gefärbt ist, und nahezu senkrecht nach N. einfällt. Dasselbe sieht man in der Schlucht, welche vom Dorfe nach SW. über den Wald nach Kleczanow verläuft. Wir treffen hier zuoberst einen weissen compacten Quarzit, dann einen dunkelgrünen, zuletzt einen grünlichgrauen Sandstein mit *Orthis Kielcensis* und *Streptorhynchus umbraculum*. Streichen = h. 9. Fallen NO. 70°. Im Liegenden dieser Gebilde finden wir obersilurische Grauwacke nnd Thonschiefer.

Die äussersten Ausläufer der Quarzitzone I. nach O. bilden die Entblössungen von Swiencica und Lenarczyce.

Die zweite Quarzitzone II. mit S.-Fallen begrenzt die nördliche Silurzone von der Südseite. Dieselbe beginnt beim Dorfe Bieliny südlich von Łysa góra und verläuft von da aus nach O. über Bartoszewiny bis Zamkowa Wola. Von hier aus, der Krümmung der Zone I. folgend, biegt sie etwas nach NO. bis Jeleniow um und verläuft weiter wieder nach OSO., die Höhe von 1490 Fuss am Berge Witosławska góra erreichend in der Richtung von Opatow. Bei Truskolasy verschwindet dieselbe unter Löss.

Bei Bieliny besteht der schmale Felsenzug am Ufer der Nidzianka aus einem gelblichen, stellenweise stark ockerigen feinkörnigen Sandsteine, welcher zahlreiche, meist undeutliche Abdrücke von Brachiopoden, worunter ich *Leptaena deltoidea* und *Spirifer ostiolatus?* zu bestimmen vermochte, und Bruchstücke von bläulichen Thonschiefer enthält. Am Fusse des Felsens findet man zahlreiche Blöcke eines

ockerigen, groben Quarzconglomerates, die mit dem Sandstein verbunden sind und wahrscheinlich eine untergeordnete Bank in demselben bilden. Die Schichten fallen nach SW. Im Dorfe Zamkowa Woła tauchen röthliche Quarzite auf. Der ganze Gebirgszug zwischen Zamkowa Woła und Truskolasy ist vollkommen analog dem Łysa góra-Rücken, nur fallen die Schichten nach SW. Die Quarzite dieses Gebirges sind überall weisslich mit rothen Flecken und Adern und besitzen ebenso wie die oben beschriebenen Grauwackensandsteine eine Neigung zu einer parallelepipedischen Absonderung, welche die Bestimmung der Streichungslinien sehr erschwert und öfter unmöglich macht.

Die Quarzitzone III, welche mit N.-Fallen die südliche Silurzone von der Nordseite begrenzt, verläuft südlich von Daleszyce über Cisow, Widełki, Wojteczki, Huta nowa, Kozieł, Czyżow, Bardo, Zbelutka, reicht nach N. bis Woła Łagowska, bildet das Hangende der silurischen Schiefer im Łagowica-Thale, verläuft östlich von Woła Łagowska nach SO. bis Iwaniska und erscheint dann in vereinzelten Punkten, theils das Liegende der mitteldevonischen Kalksteine, theils das Hangende des silurischen Schiefers bildend, in Konnary, Kamieniec, Boduszow, Ossolin, Nasławice, Jugoszow, Osinny, Ussarzow und Lipniczek.

Die Gesteine, welche diesen Zug zusammensetzen, sind ähnlich wie beim vorigen röthliche (bei Iwaniska) oder graue, rothgefleckte Quarzite, weissliche compacte Sandsteine (Kozieł), glimmerreicher Quarzschiefer (Czyżow) und an einer Stelle grüner quarzitartiger Sandstein wie bei Miendzygórze (Gensice).

Die Zone IV umfasst vereinzelte Quarzitpartien mit S.-Fallen bei Szczecno, Ociesenki, Rembow, Szumsko Wierzbka. Hier sind die Quarzite meist schieferig, von geringer Mächtigkeit, enthalten untergeordnete Lagen von blutrothen und bunten Letten, bei Szumsko bilden dieselben eine synklinale Falte, deren südlichen Flügel die vereinzelten Quarzitpartien von Gummienice bei Pierzchnica und von Kotuszow bei Kuzozwenki bilden.

3. Mitteldevon.

Die mitteldevonischen Kalksteine und Thonschiefer am nördlichen Fusse des Łysa gora-Rückens zwischen Bodzentyn und Nowa Słupia sind von Zeuschner (Z. d. D. G. G. 1869 und 1870) ausführlich beschrieben worden — ausser der Angabe von ein paar neuen Entblössungen bei Modrzewic und Chybice kann ich jener Darstellung nichts hinzufügen.

Die mittlere Kalkstein- und Dolomitzone, welche die synklinale Mulde zwischen Kielce und Łagow bis Tudorow und Karwow SO. von Opatow einnimmt, besteht aus grauem Kalkstein und Dolomit, in welchem ich bei Romanow einzelne Exemplare von *Calamopora filiformis* zu sammeln vermochte, und an einer Stelle — zwischen Leszczkow und Zurawniki, südlich von Opatow — aus einem gelblichen mergeligen Kalkstein. Die Grenzpunkte der Kalksteine im Osten sind: Ujazd, Zurawniki und Tudorow.

86*

Die dritte mitteldevonische Kalksteinzone zieht sich am Südabhange des Gebirgszuges zwischen Pierzchnica, Osiny, Drugnia und Osuwek hin und besteht aus weissem oder hellgrauem compacten Kalkstein mit *Stromatopora polymorpha* und *Atrypa reticularis.*

4. Oberdevon.

Auf dem mitteldevonischen grauen Kalkstein lagert zwischen Łagow und Gołoszyce dolne ein schwarzer feinkörniger Kalkstein mit *Lingula anatinaeformis* und *Discina discoidea* und erst im Hangenden dieses Kalksteines bituminöser Kalkschiefer mit *Posidonomya venusta, Goniatites retrorsus.* Im Dorfe Bratkow, westlich von Opatow, lagern oberdevonische Brandschiefer mit *Clymenia speciosa, Posidonomya venusta* und *Cardiola retrostriata* auf einem gelblichen, grobkrystallinischen Dolomit mit *Atrypa reticularis* und undeutlichen Abdrücken, welche an *Pos. venusta* erinnern.

Oberdevonische Posidonomyenschiefer sind bisher aus dem Berge Kadzielnia bei Kielce, dem Dorf Górno, der Stadt Łagow und der Gegend zwischen Bratkow und Oziembłow bekannt. Hierher reiht Pusch auch die Kalkschiefer zwischen Iwaniska und Ujazd ein. Ich habe noch im nördlichen Ende des Dorfes Czoustkow bei Słupia Nowa auf braunem krystallinischem Dolomit lagernde grünlichschwarze glimmerreiche Schiefer entdeckt, welche neben Pflanzenresten *Cypridina serrato-striata* und *Cucullaea tenuiarata Sandb.* führen.

5. Trias.

Alle drei Abtheilungen der Triasformation nehmen an der Zusammensetzung des polnischen Mittelgebirges theil und sind besonders im NO.-Theile des von mir untersuchten Gebietes, zwischen Opatow und Kunow entwickelt.

Der bunte Sandstein erscheint am südlichen Rande bei Pierzchnica und Drugnia (siehe Zeuschner, Z. d. d. g. G. 1868), besonders aber im N. westlich von Bodzentyn setzt rother Triassandstein die Erhebungen bei Klonow zusammen, bildet ferner das Hangende der devonischen Schichten bis Swientomarz und Pokrzywnica und wird weiter nach SO. unter der mächtigen Lössdecke bei Garbacz, Zwola, Momina, Stryczewice, Broniszowice und Czerwona góra entblösst — an diesem letzten Orte ist die Entblössung sehr gross und besteht aus rothen Letten und Sandstein, deren Schichten nach N. h. 1 einfallen.

Der Muschelkalk bildet eine sehr schmale Zone an der Grenze des bunten Sandsteins und Keupers, und ist bei Jarugi, Bronniszowice, Bukowie, Malciadło, Prawenczyn und Zapniow entblösst. Alle Entblössungen des Triasformation in diesem Gebiete sind sehr ausführlich von Pusch (op. cit. Pamiętnik fizyjograficzny. 1882, B. II) beschrieben worden.

Keuperschichten, zu unterst aus rothen Letten und einem eigenthümlichen Quarzconglomerat mit rothem kalkigem Bindemittel, ferner aus gelben, lockeren Sandsteinen mit Pflanzenresten, darunter

Calamites Lehmannianus und *Taeniopteris superba Sap.*, und Nestern von staubiger Kohle bestehend, die nach oben hin in einen schieferigen weissgrauen Sandstein mit *Unio Keuperinus Roem.* übergehen und das Liegende einer weissen oder gelben Lettenschichte mit Steinkohlen- und Eisensteinlagern bilden, sind in der Gegend zwischen Kunow und Opatow mächtig entwickelt. Das Hangende der erwähnten weissen Keuperletten bildet ein versteinerungsleerer weisser Sandstein, welcher unter dem Namen Szydłowitzer oder Kunower Sandstein als Baustein sehr geschätzt wird. Seine Lage zwischen dem Keuper und dem unteren Jura veranlasste Pusch, diesem Sandsteine ein liassisches Alter zuzuschreiben.

6. Miocän.

Miocäne Schichten, welche das Sandomirer Gebirge von der Süd- und Ostseite begrenzen, bestehen aus Nulliporenmergel der oberen Mediterranstufe und aus sarmatischen Gebilden. Ein Profil durch diese letzteren bei Zagrody im Opatowka-Thale ergiebt zu unterst graue Letten, dann einen festen Sandstein mit *Venericardia imbricata Sow.* und *Cardita sp.*, weiter hinauf weissen feinkörnigen Quarzsand mit Glaukonitkörnchen, zuoberst liegt eine dünne Schichte von sarmatischem, oolithischem Cerithienkalk, schliesslich eine Austerbank von *Ostrea digitalina Eichw.*

7. Diluvium.

Das Diluvium besteht im westlichen Theile aus Flugsand mit erratischen Geschieben, welcher stellenweise, so z. B. zwischen Łagow und Iwaniska durch Diluviallehm vertreten wird, sowie aus geschichteten Ablagerungen von Gletscherbächen, scharfkantigem Crosstengruss, schwarzen Letten, Sanden, Conglomeraten und bunten Sandsteinen, welche jedoch sämmtlich Bruchstücke von krystallinischen Gesteinen enthalten und an vielen Stellen von Löss bedeckt sind. Im östlichen Theile herrscht beinahe ausschliesslich der Löss vor, welcher auf diluvialem Blocklehm ruht.

Den ganzen Łysa góra-Rücken entlang, bis zu den obersten Spitzen Łysa góra und Łysica zieht sich auf der Nordseite eine mächtige diluviale Moräne aus lauter localem scharfkantigem Quarzitmaterial bestehend. Diese Moräne erhebt sich etwa 20 Meter über der obersten Spitze der Łysica. Es ist mir gelungen, unter den Quarzitfragmenten geschrammte Scheuersteine und sogar ein kleines Granitgeschiebe aufzufinden. Oberhalb des Klosters St. Katharina ist im Walde ein weisser Quarzitfelsen mit polirter und geschrammter Oberfläche zu sehen. Ebenso besitzt der am Thore des Klosters von Swientykrzyź entblösste Quarzitfelsen eine glatt polirte Oberfläche. Südlich von Opatow habe ich noch an dem mitteldevonischen Korallenkalkstein bei Romanow diluviale Gletscherschrammen gesehen.

Die diluviale Gletscherdecke scheint den Kamm von Łysa góra nicht überschritten zu haben und nur an deren Seiten vorübergerutscht zu sein, denn auf dem Südabhange dieses Quarzitrückens besitzen die diluvialen Bildungen eine sehr geringe Mächtigkeit. Granitgeschiebe

sind hier äusserst selten, während etwas mehr südlich die über Daleszyce und Rakow verlaufende Sandregion sehr reich an krystallinischen Geschieben ist. Dagegen sind in der vom Gletscher durch den Łysa góra-Rücken geschützten Region geschichtete sehr mannigfaltige Diluvialbildungen stark entwickelt.

An drei Orten, bei Karwow, Gromadzice und Zalesie im Kreise Opatow sind diluviale Kalktuffe bekannt geworden. Sie liegen an der Grenze zwischen dem Geschiebelehm und dem Löss. — In Gromadzice ist der Löss in der Nähe des erwähnten Tuffes sehr reich an Mollusken, darunter *Helix hispida, unidentata, bidentata, Pupa muscorum*, *Succinea oblonga.*

Beiträge zur Geologie von Galizien.

(Dritte Folge.)

Von Dr. E. Tietze.

D. Notizen bezüglich der Gegend von Tłumacz und Ottynia in Ostgalizien.

Noch in der letzten Hälfte des November dieses Jahres hatte ich Gelegenheit, einen Ausflug nach Ostgalizien zu machen und dabei die Gegend von Tłumacz und Ottynia zu besuchen. Wohl erwies sich das während meiner Reise eingetretene rauhe Wetter und ein heftiger Schneefall störend für meine Excursionen. Doch gelang es dabei, einige Beobachtungen zu machen, welche zwar nicht durchgängig von allgemeinerem Interesse, die aber doch theilweise geeignet sind, den auf unsern bisherigen Karten zum Ausdruck gebrachten Stand der Kenntniss jener Gegend zu ergänzen.

Die Mittheilung der bescheidenen, hierauf bezüglichen Notizen mag übrigens schon deshalb gerechtfertigt sein, weil nur sehr spärlich ausgestattete Berichte über die Localgeologie des betreffenden Gebietes als Erläuterung jener Karten vorhanden sind.

Zunächst sei erwähnt, dass nördlich von Tłumacz, genauer gesagt, unmittelbar nördlich vom Dorfe Lokutki am rechten (östlichen) Ufer des Tłumaczbaches eine Partie von kalkigem Kreidemergel auftritt, der hier mit einer schwachen, vielleicht 2 bis 3 Grad betragenden Neigung nach NO. einfällt und unmittelbar von dem in Ostgalizien bekanntlich so verbreiteten tertiären Gyps bedeckt wird.

Der Gyps tritt in ziemlich mächtigen Steilwänden auf und senkt sich nördlich und südlich von der Kreide mehr gegen das Bachniveau herab. Das Auftauchen der Kreide unter der tertiären Bedeckung ist also hier ein evident kuppenförmiges, was den Vorstellungen von der Unebenheit der Kreideoberfläche als Ablagerungsbasis des Tertiärs in Galizien entspricht, wie sie schon vor Jahren Stur (Süsswasserquarze, Jahrb. 1867) geäussert hat und welche ich selbst gelegentlich meiner Beschreibung der Gegend von Lemberg (Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 1882, pag. 69 [63] u. vorher) genauer entwickelt habe.

In der Nähe der südlichsten Häuser von Lokutki und ebenfalls am rechten Ufer des Tłumaczbaches befindet sich im Gyps eine Höhle, aus welcher ein kleiner Bach heraustritt, auf welches Phänomen ich von Herrn Gutsbesitzer Bredt in Tłumacz aufmerksam gemacht wurde. Nach der Aussage der Dorfbewohner soll sich diese Höhle ziemlich weit in das Innere des Hügels hinein erstrecken und verdient deshalb und weil von dem anthropologischen und paläontologischen Inhalt galizischer Höhlen überhaupt noch wenig bekannt geworden ist, sicherlich die Aufmerksamkeit eines Höhlenforschers, der die hier eventuell zu machenden Funde mit den gleichartigen Dingen in Mitteleuropa und Russland vergleichen wollte.

Der kleine hier hervortretende Bach führt den Namen Solonetz, was einen gewissen, anscheinend indessen unbedeutenden Salzgehalt desselben andeutet, der sich vielleicht in Zeiten grösserer Trockenheit und dadurch hervorgerufener Concentration der Lösung auch durch den Geschmack leichter verrathen mag. Von dem zur Tränke geführten Vieh soll dieser Ort jedenfalls gern besucht werden. Auffallend ist die Anwesenheit von Salz hier keineswegs, weil die ausserkarpathischen Miocänbildungen Galiziens und der damit zunächst zusammenhängenden Räume sich bekanntlich, wie schon die Anwesenheit des Gypses selbst beweist, vielfach unter Bedingungen abgelagert haben, welche den Absatzbedingungen der galizischen Salzformation bei gradueller Abschwächung local ähnlich werden konnten.

Was mich aber in diesem Falle am meisten interessirte, ist der Umstand, dass wir in der Existenz von Höhlen und unterirdischen Bächen im Gyps einen Beweis mehr für die Karstnatur der ostgalizischen Gypsplatten besitzen, deren Karstcharakter sich bekanntlich schon durch die zahlreich in jenen Gegenden verbreiteten, sicher auf Höhleneinstürze zurückzuführenden und völlig den Dolinen im Kalk entsprechenden Gypstrichter documentirt, welche seit jeher den Beobachtern daselbst aufgefallen sind. Selbstverständlich ist hier nur von dem geologischen Phänomen des Karstprocesses die Rede, der sich in dem relativ leicht löslichen Gyps fast noch bequemer entwickeln konnte als im Kalk der adriatischen Küstengebirge, während landschaftlich die meist lehmbedeckte schwach wellige Oberfläche der Gegenden um den Dniestr herum natürlich sehr wesentlich von den mit rauhem Blockwerk bedeckten Bergen und Hochflächen absticht, welche den Karsterscheinungen als Typus dienen.

Ich komme auf diesen Punkt absichtlich zu sprechen, weil die Anschauung der von tectonischen Störungen gar nicht oder doch nur äusserst wenig beeinflussten, flach gelagerten Gypsbildung Ostgaliziens es Jedermann klar machen muss, dass der Karstprocess in seinen wesentlichsten Erscheinungen mit den Vorgängen bei der Gebirgsbildung nichts direct zu thun hat. Die Haltlosigkeit der von der letzterwähnten Voraussetzung ausgehenden Ansichten habe ich schon vor mehreren Jahren (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1880, pag. 732 u. 746) im Hinblick auf die Karsterscheinungen der flach gelagerten und von der Gebirgsbildung unberührten, paläozoischen Kalkgebiete der russischen Ostseeprovinzen nachgewiesen. Des bedeutsamen Argumentes, welches die Verhältnisse der podolischen Tertiärbildungen uns in dieser

Frage an die Hand geben, hatte ich mich zu bedienen vergessen und ich glaube deshalb dies heute nachholen zu sollen, angesichts der Hartnäckigkeit, mit welcher gewisse Ansichten stets wiederkehren, die vielleicht selbst von manchen ihrer früheren Vertreter schon lange nicht mehr in vollem Umfange aufrecht erhalten werden.

Von dieser Abschweifung kehren wir auf das Gebiet der localen Darstellung zurück und betrachten zunächst die Forterstreckung des Gypses. Derselbe zieht sich in südöstlicher Richtung von Lokutki weiter zunächst bis nördlich von Jackówka. Hier sind auf der Höhe einige Steinbrüche in demselben angelegt, wo sich seine Beschaffenheit als eine gebänderte erweist, indem reinere, oft nicht mehr als zolldicke Lagen mit unreineren, dunkler gefärbten abwechseln.

Ueber diesem gebänderten Gyps liegt hier ein grauer, dichter, wenig mächtiger Kalkstein, welcher wohl in Folge oberflächlicher Verwitterung keine deutlich zusammenhängenden Schichten zeigt, sondern in mehr oder minder grosse, flach knollenförmige Bruchstücke aufgelöst erscheint. Dieser Kalk stimmt überein mit den Kalken, welche O. Lenz anderwärts im unmittelbaren Hangenden des Tłumaczer Gypses gefunden und seinerzeit, wie es scheint, irrthümlich mit dem im Liegenden des Gypses bei Lany vorkommenden Süsswasserkalk identificirt hatte (Verhandl. geol. Reichsanst. 1878, pag. 337). Versteinerungen waren hier so wenig als sonst in den Kalken über dem Tłumaczer Gyps zu finden, so dass ein directer Beweis für die marine Bildungsweise der fraglichen Ablagerung ausgeschlossen erscheint, es ist aber der deutlich hervortretenden Analogie wegen keinem Zweifel unterworfen, dass wir es hier mit den sogenannten Gypskalken Lomnicki's (Verhandl. 1880, pag. 273, vergl. auch Hilber, Jahrb. geol. Reichsanst. 1882, pag. 284 u. 299) zu thun haben, welche nicht selten das unmittelbare Hangende des Gypses bilden und meist versteinerungsleer auftreten.

Während der Tłumacz-Bach nördlich von Tłumacz die scheinbare Westgrenze des Gypses auf eine gewisse Strecke lang und wenigstens den oberflächlich sichtbaren Aufschlüssen nach bildet, ist dies südlich von Tłumacz nicht mehr der Fall. Hier scheint diese Grenze durch die Linie Jackówka-Gruszka bezeichnet zu werden. Ich sah wenigstens beim Maierhof Jackówka einen neugegrabenen, bis zu 8 Klafter Tiefe vertieften Brunnen, der zur Zeit meiner Anwesenheit wasserleer war, so dass man an der Basis desselben sehr deutlich den kalkigen Kreidemergel erkennen konnte, während man über dem letzteren keinen Gyps angetroffen hatte. Der Kreidemergel, welcher hier ähnlich wie bei Lokutki dunkle Feuersteinknollen führt, konnte übrigens auch nach den vom Grunde der Abteufung herausgebrachten Stücken mit Sicherheit erkannt werden. Was über denselben lag, war, nach dem Haldenmaterial zu schliessen, ein bläulicher, augenscheinlich neogener Letten und gelblicher quartärer Lehm. Unweit Gruszka aber soll nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn Bredt bei dem Rovenka-Teiche ein Schwefelvorkommen sich befinden, welches möglicherweise mit der Gypsbildung noch in einem gewissen genetischen Zusammenhang steht, während echte Gypse nur weiter östlich davon auftreten, wo sie auch die von O. Lenz gefertigte Karte jener Gegend, gegen Jezierzany zu, angibt.

Es entsteht nun die Frage, ob der genannte blaue Letten von Jackówka ein Aequivalent des Gypses ist oder ein anderes, vielleicht jüngeres Glied unseres Neogens, unter welcher Voraussetzung dann der Gyps an dieser Stelle als durch spätere Denudation verschwunden gedacht werden könnte. Unter Berücksichtigung des Umstandes, dass der podolische Gyps keineswegs ein constantes Glied des podolischen Miocän bildet, wie sich z. B. schon aus der Betrachtung der Verhältnisse bei Lemberg ergibt, wo die meisten Neogenprofile gypsfrei sind, während er in der Gegend der Vorstadt Nowy swiat vorkommt, und wie sich auch daraus ergibt, dass der Gyps in Podolien nicht einmal an einen bestimmten Horizont gebunden erscheint, wie ich das schon mehrfach im Anschluss an die vorhandene Literatur auseinandergesetzt habe (vergl. auch Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1886, pag. 68), steht der erstgemachten Annahme kein Hinderniss im Wege. Nur die geringe, höchstens einige Hundert Schritte betragende Entfernung zwischen dem erwähnten Brunnen und dem anstehenden Gyps erweckt in dieser Hinsicht einige Bedenken. Der Uebergang vom Gyps zum Letten müsste sich im Bereich dieses Zwischenraumes vollziehen. Erwägt man jedoch, dass auch der bereits erwähnte Lemberger Gyps augenscheinlich in sehr kurzer Entfernung von seinem Aufschlusspunkte anderen altersgleichen Bildungen Platz gemacht hat, so hat jener Umstand weniger Befremdliches an sich, um so weniger, als der Gyps, der nördlich Jackówka ansteht, wie erwähnt, in manchen Lagen schon sehr verunreinigt ist und nicht mehr das compacte Aussehen besitzt, wie bei dem Steilufer von Lokutki.

Die Natur der Tertiärbildungen, welche zwischen Tłumacz und Tyśmienica vorhanden sind, bleibt vielfach zweifelhaft, da erst am östlichen Ufer des Woronabaches bei und südlich Tyśmienica wieder Aufschlüsse beobachtbar sind und das zwischen dem Tłumaczbache und der Worona liegende Gebiet an der Oberfläche durchgängig von lössartigem Berglehm bedeckt wird, dem ich übrigens keine grosse Aufmerksamkeit schenken konnte. In diesem Gebiet dürfte sich ziemlich rasch der Uebergang vom Gyps in die thonigen Bildungen vollziehen, welche wir am Woronabach vorfinden werden und es steht zu vermuthen, dass der Gyps wenigstens in direct westlicher Richtung von Tłumacz und Lokutki aus nirgends mehr allzuweit sich fortsetzt.

Bei der Ziegelei und bei der Brennerei von Tłumacz ist nach den mir gewordenen Mittheilungen ein schwimmender Sand constatirt worden, der auf Letten ruht und auch von etwas Letten bedeckt wird. Dieses Vorkommen, welches ich aber selbst zu sehen nicht mehr Gelegenheit fand, könnte schon tertiär sein und eine Andeutung der Sande repräsentiren, die wir sogleich bei Besprechung der Woronaufer erwähnen werden.

Auch der Woronabach zeigt wie der Tłumaczbach und (wie ich das vor einigen Jahren besonders hervorgehoben habe) die meisten der galizischen, meridional verlaufenden Bäche überhaupt, seine Steilufer und seine Aufschlüsse auf seiner östlichen Seite.

Ich betrat dieses Steilufer von Tłumacz kommend zuerst bei dem Dorfe Przeniczniki (südöstlich von Tyśmienica). Hier steht in der Nähe des Bachniveaus ein blaugrauer Letten an, welcher von Sanden bedeckt

wird. Die Aufschlüsse sind übrigens gerade hier nicht sonderlich deutlich und erscheinen vielfach durch Graswuchs ausgeglichen und verwachsen, woraus erklärt werden kann, dass die Karte hier nur Berglehm angab. Sehr auffällig war indessen das Vorkommen mehrerer sehr grosser, ziemlich gerundeter Blöcke von Sandstein, welche besonders an einem Punkte des Bachbettes, in der Nähe des rechten (östlichen) Ufers gehäuft lagen, obschon der Bach sonst so gut wie gar keine Geschiebe führt. Da sich an demselben Ufer auch sonst am Gehänge etwas aufwärts Sandsteinstücke fanden, so ist es als sicher anzunehmen, dass jene Blöcke der neogenen Sandablagerung an dieser Stelle entstammen, in welcher sie Concretionen gebildet haben dürften, wie das ähnlich in den galizischen Neogensanden schon vielfach beobachtet wurde. Der Sandsteinschutt am Gehänge in der Nähe stammt entweder von ähnlichen Blöcken, die beim Herabgleiten zertrümmert wurden oder er gehört sogar zusammenhängenden Sandsteinbänken an, die über kleinere Räume dem Sande eingeschaltet sein mögen, wie wir das später für eine weiter südlich gelegene Stelle kennen lernen werden.

Das Vorkommen der betreffenden Blöcke glaubte ich besonders hervorheben zu müssen im Hinblick auf den möglichen Irrthum, dass dieselben einmal als erratisch gedeutet werden, wie dies bekanntlich in ähnlichen Fällen schon zu Controversen in der galizischen Geologie geführt hat.

Den Sanden sind in der Gegend desselben Abhanges Spuren von Kohlen untergeordnet. Man findet hier Stücke, welche auf eine Mächtigkeit der eingelagerten, stellenweise hübsch glänzenden Braunkohlen von 2 bis 3 Zoll deuten. Diese letzteren haben natürlich bei dieser geringen Stärke kein praktisches Interesse. Ueberdies kann auch nicht einmal von einem Anhalten dieser Spuren gesprochen werden, wie aus den Beobachtungen hervorgeht, welche östlich der südlichsten Häuser des Dorfes in einem Bohrloch gemacht worden sind. Dieses Bohrloch, welches zur Zeit meiner Anwesenheit bis auf 45 Meter niedergebracht worden war, womit ungefähr das Niveau des Baches an dieser Stelle erreicht schien, hatte den Sand bereits durchfahren und befand sich schon inmitten des grauen Lettens. Es war in dem Sand keine Kohle angetroffen worden, so dass also von einer Fortsetzung des ohnehin dünnen, am Ufergehänge vorhandenen Flötzchens bis hierher schon nichts mehr zu sehen war. Es war aber auch keinerlei Sandstein angetroffen worden, so dass der Schluss gerechtfertigt scheint, dass auch diese Lagen sich nicht allseitig fortsetzen. Doch ist im letzteren Falle an die Wahrscheinlichkeit zu denken, dass die Sandsteine nur in den höheren Lagen der Sandablagerung vorkommen, welche an der Stelle des durchaus nicht ganz auf der Höhe des Plateaus befindlichen Bohrloches nicht zu erwarten sind. Es ist dagegen sehr möglich, dass die Höhe der etwas nördlich von hier befindlichen Bohorodecka góra, welche ich nicht besuchen konnte, aus solchen Sandsteinen besteht, wodurch die grössere Widerstandsfähigkeit dieser Kuppe gegenüber der Denudation bestimmt sein kann.

Südlich des von Kolince nach Przeniczniki führenden Weges sah ich in der Nähe des letztgenannten Dorfes an dem flachen Abhange, auf welchem auch das genannte Bohrloch sich befindet, die Spuren

einiger Erdfälle oder Einsturztrichter mit kreisförmigem Durchschnitt, wie derselbe eben Einsturztrichtern mehr oder weniger eigen zu sein pflegt. Diese Trichter waren kurz vor meinem Besuch entstanden und hatten sich die Bauern bereits bemüht, die betreffenden Oeffnungen und Vertiefungen zuzuschütten. In diesem Falle konnte nicht an Gypstrichter gedacht werden, da gerade Gyps in der Nähe nicht bekannt ist. Die Erklärung für diese Erscheinung scheint vielmehr in den Verhältnissen des tertiären Sandes zu liegen, welcher namentlich an seiner Basis über dem undurchlässigen Letten sich durch bedeutende Wasserführung auszeichnet. Diese Wasserführung bedingt an dem steilen östlichen Ufer des Woronabaches bei Przenicznik̲i das Auftreten nasser Stellen und hat vielfache Abrutschungen ebendaselbst zur Folge, wie ein einfacher Blick auf das durch ältere abgerutschte Massen ganz bucklig gestaltete Gehänge lehrt. Der in Folge jener Wasserführung in seinen unteren Partien schwimmende Sand scheint dort sogar hervorgetrieben zu werden, wodurch im Innern des Hügels ein Abgang an Masse hervorgerufen wird. Dieser Process musste über kurz oder lang zum Nachsinken der höheren Partien des Sandes und seiner diluvialen Lehmbedeckung führen und so die erwähnten Einsturzerscheinungen hervorrufen. Die letzteren sind also völlig analog den gleichfalls in der Bildung von Trichtern gipfelnden Einsturzerscheinungen im tertiären Sandgebiet bei Lemberg, über welche ich bei einer früheren Gelegenheit (Jahrb. d. geol. Reichanst. 1880, pag. 746) berichtet habe.

Dieselben Bildungen, wie sie bei Przeniczniki anstehen, setzen sich südwärts bis Czarnolośće und darüber hinaus fort. Nur treten in der Umgebung des kleinen Kipiączka-Baches die grauen Letten mehr hervor. Sie sind durch den genannten Bach selbst deutlich aufgeschlossen, während die darüber folgenden Sande zu geringerer Mächtigkeit zusammengeschrumpft erscheinen, was vielleicht Folge oberflächlicher Denudation ist. Etwas nördlich von der Einmündung des genannten Baches fand sich in dem Thone eine Lage, in welcher zahlreich die kleinen, perlmutterartig glänzenden Schalen eines runden, ziemlich glatten, vielleicht einer kleinen Form des *P. denudatus* entsprechenden, aber wegen schlechter Erhaltung nicht sicher bestimmbaren Pecten gefunden wurden, des einzigen Fossils, welches mir in den fossilarmen Thonen zu Gesicht kam.

Den östlichen Steilrand der Worona sah ich dann noch mehr gegen Ottynia zu, etwas südlich von Krasilówka. Auch hier liegt oben unmittelbar unter dem Berglehm Sand, der hier wieder viel mächtiger auftritt und dessen oberen Partien Sandsteine, diesmal weniger in Form von grossen Concretionen, als in wirklichen Bänken eingeschaltet erscheinen. Nach unten zu wird der Sand thoniger und geht endlich in den blaugrauen Letten über, der in dieser Gegend die untere Abtheilung des Miocäns zu bilden scheint. Ganz sicher lässt sich das letztere freilich nicht entscheiden, da die als Unterlage des Tertiärs vorauszusetzende Kreide hier nirgends zum Vorschein kommt. Völlig ausgeschlossen wäre ja die Möglichkeit nicht, dass unter dem Letten noch stellenweise wieder eine sandige Bildung vorhanden ist.

Spuren von Braunkohlen sollen auch hier im Bereich des Sandes vorgekommen sein, doch habe ich dieselben nicht selbst gesehen. Auf

keinen Fall war das Vorkommen ein irgendwie belangvolles, so dass sich heute schon sagen lässt, der neogene Sand dieser Gegend biete keine Hoffnung auf die Auffindung von einigermassen anhaltenden oder mächtigen Flötzen, welche sich in ihrer Bedeutung auch nur denen von Myszyn und Novosielica vergleichen liessen.

Die marinen Thone unter dem Sande sind selbstverständlich auch nicht als ein Ort eventueller Kohlenführung anzusehen. Hoffnungen könnten sich demzufolge nur an die Möglichkeit des Vorkommens eines hypothetischen untersten Gliedes des Miocän unter dem blaugrauen Letten knüpfen lassen, von welchem Gliede wir aber erstens nichts wissen und dessen Ausbildungsweise zweitens im Falle seiner localen Existenz fraglich wäre, so dass seine Kohlenführung höchst problematisch bleibt. Das tiefste Tertiärglied in Ostgalizien überhaupt ist der Süsswasserkalk von Lany. Derselbe ist erstlich nicht überall entwickelt und ausserdem nicht kohlenführend. Ich erwähne das Alles ausdrücklich, weil in dieser Beziehung an mich eine Frage gerichtet worden war, nachdem die vorerwähnten schwachen Ausbisse von Przeniczniki bereits zu Versuchen Veranlassung gegeben hatten.

Die Kohlen von Przeniczniki betrachte ich überdies als von unbedeutenden pflanzlichen Einschwemmseln in den marinen Sand zur Zeit von dessen Ablagerung herrührend, analog der Betrachtungsweise, die Hilber und ich (vergl. Jahrb. 1882, pag. 94) betreffs der Mehrzahl der galizischen Braunkohlen hegen.

Zum Schlusse mögen noch einige Beobachtungen, die ich oberhalb von Ottynia anstellen konnte, hier erwähnt werden.

Gleich unterhalb Ottynia nimmt die Worona auf ihrem rechten Ufer einen Nebenfluss auf, der bei dem genannten Städtchen selbst aus den Bächen Holiszanka und Babiąka zusammenfliesst. Ich verfolgte nun die Babiąka westlich von Ottynia ein Stück aufwärts. Das südliche, bezüglich südöstliche Ufer dieses Baches zeigt stellenweise einige Aufschlüsse. Dort, wo der Weg über die Babiąka nach Uhorniki hinüberführt, steht ein blaugrauer sandiger Letten an, bedeckt von einer dünnen Schicht schwärzlichen Thones, darüber folgt diluvialer Schotter. Weiter aufwärts, aber noch etwas östlich der Kirche von Babiąka, erblickt man eine etwas höhere Steilwand, hinter welcher eine kleine Nebenschlucht mündet. Hier ist ein grauer, etwas sandiger und sogar hier und da ganz feine Glimmerschüppchen führender Thon entblösst, der augenscheinlich noch dem mehrfach erwähnten blaugrauen Letten vom östlichen Woronaufer entspricht, indessen doch schon kleine petrographische Abweichungen aufweist und sich in mancher Hinsicht den thonig-sandigen Gebilden der subkarpathischen Salzformation annähert, die bekanntlich einige Meilen weiter südlich ansteht. Durch die vorerwähnte Nebenschlucht deutlich aufgeschlossen, zeigen sich die hier gut markirten Lagen des sandigen Thones fast horizontal geschichtet. Einige Unregelmässigkeiten dieser Schichtung, unmittelbar an der Mündung dieser Schlucht in das Alluvialgebiet der Babiąka sind leicht auf Rutschungsvorgänge zurückzuführen. Der Umstand, dass solche deutliche Schichtuug überhaupt bemerkt werden kann, wie sie den Thonen an der Worona und im Kipiączkabache nur in geringerem Grade eigen ist, begründet übrigens ebenfalls die Vermuthung, dass wir es hier schon

mit einem Uebergangsgebilde zwischen diesen Thonen und der Salzformation zu thun haben, deren verwandte Lagen nicht selten Schichtung aufweisen.

Von dem Sande, welcher noch bei Krasilówka den neogenen Letten bedeckt, fand sich speciell an dieser Stelle keine Spur mehr. Doch kommt auf der Anhöhe östlich von Babiąka eine Andeutung dieses Sandes vor.

Der flache Hügel nämlich östlich vom Babiąkabache ist oben von lössartigem Berglehm bekleidet. Zwischen dem Bache und der Localität Swiniaczka ist derselbe mächtig genug, um das Material für eine Ziegelei herzugeben. Unter diesem Lehm liegt übrigens in ziemlicher Höhe über dem Niveau der Bäche dieser Gegend diluvialer Schotter, und zwar karpathischer Schotter, wie man im obersten Theil der flachen Schlucht, die sich bei Swiniaczka nach Uhorniki herabzieht, deutlich beobachten kann. Unter diesem Schotter endlich folgt etwas Sand, der indessen erst durch eine von mir veranlasste Aufgrabung zu Tage gebracht werden konnte. Ausgeschlossen ist freilich die Möglichkeit nicht, dass der Sand an dieser Stelle gleich dem Schotter diluvialen Ursprunges ist.

Das Auftreten des karpathischen Schotters, den man auch in dem Alluvium der Babiąka selbst massenhaft antrifft, ist insofern von Interesse, als die Babiąka ebenso wenig, wie die Worona und ihre anderen Zuflüsse in den Karpathen entspringt. Diese Bäche entstehen sämmtlich in dem flachhügeligen Vorland der Karpathen, welches dort zur Wasserscheide zwischen dem Pruth und der dem Dniestr tributären goldenen Bystryca (Złota Bystryca) gehört. Es ist augenscheinlich, dass wir es in unserem Falle mit altem Bystryca-Schotter zu thun haben, der einer Zeit entstammt, in welcher dieser Fluss einen viel weiteren Spielraum für sein Bett besass als heute und vielleicht die Thalfurche der Worona als Abfluss benützte.

In diesem Falle würde die Złota Bystryca erst unterhalb Stanislau, wo heute die Worona mündet, ihr heutiges Bett wiedergefunden haben und der Lauf dieses Flusses zwischen Nadworna und Stanislau wäre späterer Entstehung, sofern man nicht an eine einstige, in der Gegend von Nadworna stattgehabte Bifurcation der Bystryca (unter gleichzeitiger oder auch periodisch wechselnder Benützung beider Thalstrecken von Seiten des Flusses) denken will.

Der Oberlauf der eigentlichen Worona befindet sich ja überdies (seine allerersten Anfänge abgerechnet) im Bereich einer jüngeren Diluvialterrasse, welche das östliche Ufer der goldenen Bystryca einsäumt und ist von dieser in der Gegend von Nadworna kaum 4 Kilometer entfernt, während in der Breite von Krasilówka weiter thalabwärts diese Entfernung auf 18 Kilometer berechnet werden kann. Trotz dieser kurzen Distanz schaltet sich in jenem Gebiet bei Nadworna selbst noch ein anderer nicht karpathischer Fluss, die Strymba zwischen Worona und Bystryca ein, der einige Meilen lang seinen Weg zwischen den genannten Flüssen fortsetzt und seine Selbstständigkeit erst bei Tyśmienica verliert, wo er in die Worona geht. Dieses Verhältniss ist für die Reliefverhältnisse jenes Diluvialgebietes höchst bezeichnend, und es bleibt die Vermuthung nicht ausgeschlossen, dass auch das Strymbathal einmal die Bystryca in sich aufgenommen hat.

Zu ihrer heutigen Differenzirung dürften diese Wasserläufe erst gelangt sein, nachdem die goldene Bystryca durch schwer zu ermittelnde Umstände begünstigt, definitiv ihr jetziges Bett occupirt hatte. Jedenfalls liegt der Schotter auf den Anhöhen um die Babiąka tiefer, was seine Seehöhe (circa 340 Meter) anlangt, als die genannte Diluvialterrasse bei Nadworna (430—440 Meter), während das Ursprungsgebiet jenes Baches bei Majdan sredni ungefähr in gleichem Niveau mit dieser Terrasse zu liegen kommt. Die Terrainverhältnisse stehen also ebenfalls der Annahme nicht entgegen, dass vor der tieferen Aushobelung des breiten jüngeren Diluvialgebietes zwischen Worona und Bystryca der letztere Fluss aus den Karpathen bei Nadworna heraustretend, seinen Lauf über das fragliche Gebiet genommen habe. Heute freilich wäre es undenkbar, dass die Bystryca noch einmal die Anhöhen gerade um Babiąka überfluthen könnte, während die Vorstellung, dass die Bystryca sich unter besonderen Verhältnissen in der Gegend von Nadworna noch einmal, wenn nicht des Woronabettes, so doch des Strymbabettes bedienen könnte, nicht einmal etwas übertrieben Auffälliges an sich hat, liegen doch Punkte an der Strymba, wie Tarnowica leśna (382 Meter) und Przerośl (366 Meter) etwas tiefer als in etwa der gleichen Entfernung von Nadworna gewisse Punkte an der Bystryca (unteres Ende von Nazawizów beim Wirthshaus 390 Meter und Filkow 378 Meter).[1])

Unter diesen Umständen müssen die karpathischen, in dem heutigen Alluvialbett der Babiąka als Schotter vorfindlichen Gesteine in der Eigenschaft als nochmals umgeschwemmte Diluvialbestandtheile wenigstens theilweise auf tertiärer Lagerstätte sich befinden, wenn nicht sämmtlich, insofern wenigstens unsere Karte bei Majdan sredni das Hervortreten der karpathischen Formationen nicht verzeichnet. Ich habe allerdings die Gegend von Majdan sredni nicht besucht, bin aber geneigt, der Auffassung der Karte in diesem Punkte beizupflichten, da der Lage dieses Gebietes nach dort höchstens die subkarpathische Salzformation und nicht der wirkliche Flyschsandstein unter der diluvialen Bedeckung zunächst vorausgesetzt werden darf.

Es wäre zu wünschen, dass sich unter unseren galizischen Collegen Jemand fände, der die hier angeregte Frage durch ein sorgfältiges, freilich durch die allgemeine Berglehmbedeckung vielfach erschwertes Einzelstudium der Verbreitung des karpathischen Schotters einer möglichst definitiven Lösung zuführen würde.

Das oberste Quellgebiet der Babiąka bei Maidan sredni wäre dabei in Rücksicht auf möglicherweise anstehende ältere Gesteine vor Allem genau zu prüfen, in welchem unvermutheten Falle die Karte einer Verbesserung unterzogen werden dürfte. Selbst dann jedoch würde die Zusammensetzung des Schotters im genannten Bache und auf den ihn umgebenden Anhöhen noch auf die Frage seiner Abstammung hin untersucht werden müssen.

Der Umstand, dass soweit meine flüchtigen Erfahrungen reichen, nördlich von Ottynia der karpathische Schotter keine Verbreitung mehr besitzt oder doch jedenfalls nur wenig vorkommen dürfte, ist übrigens ebenfalls bei einem solchen Studium wie das vorgeschlagene im Auge

[1]) Bei etwaigen Flussregulirungen in dieser Gegend wäre natürlich auf solche Verhältnisse ganz besonders Rücksicht zu nehmen.

zu behalten und unter Berücksichtigung der ungleichen Gefällsverhältnisse der hier besprochenen Wasseradern mit den Thatsachen zu vergleichen, die sich über das Auftreten von karpathischen Geröllen im Laufe der goldenen Bystryca nach abwärts ergeben werden. Da wir indessen gesehen haben, dass die Worona zwischen Ottynia und Tyśmienica bereits frei von dem karpathischen Schotter erscheint, der sich in den Alluvium ihrer Quellbäche oberhalb Ottynia doch so massenhaft anhäuft, so mag die Annahme denkbar sein, dass der Transport von solchen Geröllen, sei es durch die mit der Entfernung vom Gebirge zunehmende Verkleinerung derselben bedingt, sei es von den Gefällsverhältnissen in dieser Strecke des Woronalaufes abhängig, schon früher ebenso wie heute etwa in der Gegend von Ottynia seine Grenze gefunden haben kann.

Im Hinblick auf die verschiedenen Theorien über Thalbildung kann endlich noch hervorgehoben werden, dass, sollten sich die hier angedeuteten Vermuthungen bestätigen, weder Worona noch Strymba seit der Diluvialzeit sich sehr wesentlich nach rückwärts verlängert haben können, wenn wir in ihnen die alten Betten eines anderen Flusses erblicken müssten.

E. Die Eiszeitspuren der Czerna Hora.

In seiner verdienstvollen Arbeit über den östlichen Theil der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen hat Herr Hugo Zapalovicz schliesslich auch die Frage besprochen, ob Spuren einstiger Vergletscherung in dem Hochgebirge, welches das Quellgebiet der Theiss und des Pruth bildet, vorhanden sind. Wenn er nun auch diese Frage noch nicht definitiv entscheiden will, so neigt er sich doch in hohem Grade schon aus botanischen Gründen der Ansicht zu, dass eine solche Vergletscherung bestand. Er findet dafür nur andere geologische Beweise als diejenigen, welche Herr Paul und ich gelegentlich der Publication unserer Studien in der Sandsteinzone der Karpathen (Jahrb. d. geol. R.-Anst. 1877, pag. 87—89) beigebracht hatten, und auf welche ich später in einer besonderen Mittheilung (Verhandl. d. geol. R.-Anst. 1878, pag. 142) noch einmal zurückgekommen war.

Diese unsere Auseinandersetzungen hält der genannte Autor nicht ganz für stichhältig und begründet seine gegentheilige Auffassung in einer längeren und, wie übrigens dankend anerkannt werden soll, durchaus loyal gehaltenen, nur von sachlichen Motiven geleiteten Darstellung. Im Sinne der letzteren war die Czerna Hora, das ist der höchste Kamm jener Gegend, entgegen der von Paul und mir vertretenen Auffassung wahrscheinlich nicht vergletschert, während andere etwas weniger hoch aufsteigende Gebirgsmassen derselben Gegend wahrscheinlich Gletscher trugen.

Da ich die Czerna Hora seit dem Jahre 1876 nicht mehr besucht habe, so bin ich nicht in der Lage, neue Beobachtungen über den hier berührten Gegenstand beizubringen und könnte deshalb der Discussion über jene früheren Mittheilungen völlig freien Lauf lassen. Indessen hat Herr Zapalovicz nicht allein unseren Beobachtungen eine andere Deutung gegeben, sondern eine unserer wesentlichsten Angaben überhaupt

in Zweifel gestellt, durch die Bemerkung: er habe sich von deren Richtigkeit nicht überzeugen können. Zunächst dadurch werde ich veranlasst, mich auf's Neue in dieser Sache zu äussern, und zwar umso dringender veranlasst, je schwerer jener Zweifel bei der mir wohl bekannten Gewissenhaftigkeit des Herrn Zapałowicz für mich in's Gewicht fällt. Auf diese Weise einmal zum Wort gekommen, werde ich allerdings nicht umhin können, auch die übrigen Erwägungen, die sich mir bei der Durchsicht jenes Theiles seiner Arbeit aufgedrängt haben, mitzutheilen.

Der erwähnte Zweifel bezieht sich auf das Vorkommen parallel gestreifter und gekritzter Blöcke bei der auf dem Nordabhang der Czerna Hora befindlichen Alpe Zaroslak, welche Blöcke Zapałowicz (l. c. pag. 584) nicht wieder auffinden konnte. Dem gegenüber bleibt mir nichts übrig als nochmals mit aller Bestimmtheit zu erklären, dass sowohl Herr Paul als ich solche Blöcke daselbst gefunden haben, und zwar keineswegs allzu spärlich. Sie waren uns leider zu mächtig, um ihren Transport aus jenen unwirthlichen Höhen bis in unser Museum zu veranlassen. Wir machten indessen unseren damaligen Begleiter, einen durchaus intelligenten Mann, Herrn Förster Lober aus Tartarów [1]) auf die Erscheinung aufmerksam mit der Bitte, kommenden Falls späteren Besuchern des Berges, die sich für die Sache interessiren könnten, die betreffenden Stellen zu zeigen. Herr Lober ist, wie ich glaube, heute leider (ich sage das in Bezug auf den vorliegenden Fall) nicht mehr in Tartarów. Ich traf ihn indessen daselbst noch ein Jahr nach unserem Besuche der Czerna Hora (also 1877) an und erfuhr von ihm, dass er inzwischen mehrere Mitglieder des galizischen Karpathen-Vereines auf das Gebirge geführt und ihnen die fraglichen Gletscherkritzen gezeigt hatte. Dieselben waren mit Leichtigkeit wieder gefunden worden.

Ich veröffentliche das, weil sich unter diesen Herren, deren Namen mir unbekannt sind, die aber jedenfalls Landsleute des Herrn Zapałowicz waren, vielleicht bei zufälliger Ansicht dieser Zeilen Einer oder der Andere findet, der sich noch genügend an diese Einzelheiten erinnert um sie bestätigen zu können. Jedenfalls hege ich die feste Zuversicht, dass spätere Besucher des Berges in dem Kessel von Zaroslak auf's Neue unsere geschrammten und gekritzten Blöcke entdecken werden.

Ein weiterer von Zapałowicz ausgedrückter Zweifel, dass am Ende gewisse Blockwälle, die man in jener Region beobachten kann, keine wirklichen Moränen, wie wir angenommen hatten, sondern nur Reste von Flussterrassen seien, erscheint minder bestimmt ausgedrückt, da der Autor selbst die Art jener Schuttanhäufungen auffällig genug und „sehr an Moränen erinnernd" gefunden hat. Aus den späteren Ausführungen wird sich für den Leser wohl noch Einiges über die Natur dieser Schuttwälle im Verhältniss zu ihrer Umgebung herauslesen lassen. Hier muss ich der Kürze wegen mich auf unsere frühere Auseinandersetzung, sowie auf die Schilderungen bei Zapałowicz selbst beziehen, die der für die Sache sich interessirende Leser ja zur Hand nehmen wird. Diese Schilderungen werden völlig genügen und bemerke ich nur noch,

[1]) Der galizische Abhang der Czerna Hora unterstand damals der Försterei in Tartarów (am Pruth), welche ihrerseits zur Herrschaft Nadworna gehört.

dass das Material jener Schuttwälle ein so unregelmässig zusammengesetztes ist, wie dies bei Moränen im Gegensatz zu Flussterassenabsätzen vorzukommen pflegt.

Etwas näher will ich dagegen auf das Bedenken eingehen, welches Zapałovicz gegen die Vergletscherung des Zaroslakkessels und ähnlicher Vertiefungen in der Krummholzregion der Czerna Hora aus dem Umstande abgeleitet hat, dass der Raum für die Entwicklung von Gletschern daselbst zu beschränkt gewesen sei.

Wie schon angedeutet, macht meine heutige Auseinandersetzung nicht den Anspruch, die Lectüre der schon verhandenen Literatur über unseren Gegenstand entbehrlich zu machen. Ich gebe daher nur mit wenigen Worten eine Skizze der Situation, um die es sich bei Beurtheilung der räumlichen Verhältnisse handelt.

Die Alpe Zaroslak auf der Nordseite des Czerna Hora-Kammes liegt zunächst der Spitze des Hoverla, welcher mit 2058 Meter die bedeutendste Erhebung ist, bis zu welcher das Gebirge aufsteigt. Bei dieser Alpe Zaroslak erblickt man zwei circusartige Kesselthäler, welche am Gebirgsabhange übereinander gestellt sind. Der Absturz des oberen Kessels in den unteren entspricht einer Thalstufe mit theilweise ziemlich steilem Abfall. Ein Wasserlauf stürzt sich als Wasserfall aus dem oberen Kessel in den unteren. In diesen Kesseln befinden sich die vorerwähnten von mir als Moränen aufgefassten Blockwälle und hier wurden auch jene gekritzten Blöcke gefunden, von denen Eingangs die Rede war.

Bezüglich der von Zapałovicz aufgeworfenen Frage, wie hier der Platz für Gletscher habe ausreichen können, folgen wir am Besten seinen eigenen Angaben.

Der Betrag der Erhebung der Hoverlaspitze über dem oberen Kessel der Alpe Zaroslak macht nach dem Autor 450 Meter aus, und da der obere Kessel sich 100 Meter über dem unteren befindet, so würde das für die Höhe der genannten Spitze über dem letztgenannten Circusthal die Zahl von 550 Meter ergeben, und unsere Endmoräne im unteren Kessel würde, wie nebenher bemerkt werden kann, in einer Seehöhe von 1500 Meter sich befinden. Die Entfernung jener Spitze bis zu unserer Endmoräne im unteren Kessel beträgt in der Luftlinie 2 Kilometer. Der niedrigere Kamm des Gebirges, über dem der Hoverla noch emporragt, befindet sich nur 200 Meter über der oberen Zaroslaker Alpe. Diese räumlichen Bedingungen hält nun Zapałovicz für unzureichend zur Entfaltung des Gletscherphänomens. Ausserdem gebe es anderwärts auf der Czerna Hora noch kleinere, ganz ähnlich gestaltete Kessel mit ganz analog geordneten Blockanhäufungen wie auf Zaroslak, die ebenso wie die letzteren vergletschert gewesen sein müssten, wenn diese Blockanhäufungen Moränen wären. Das sei aber doch unwahrscheinlich. Endlich scheint der Autor auch aus der Beschaffenheit der Kessel selbst (und ihrer steilen Verbindung über die früher erwähnte Thalstufe hinweg) Bedenken gegen die Möglichkeit einer Vereisung dieser Regionen abzuleiten.

Die Ansicht, dass andere Thalkessel in der ausgedehnten Hochregion der Czerna Hora ganz unter denselben Gesichtspunkten zu betrachten seien wie diejenigen von Zaroslak, gestehe ich völlig als berechtigt zu. Wir selbst haben auf die Thalkesselstufen unter der

Danczes-Spitze als auf vermuthliche Analoga des von uns beschriebenen Circusthales hingewiesen. Ob nun aber jene Kessel etwas grösser oder kleiner sind, als diejenigen von Zaroslak, scheint mir für unsere Frage nicht allzu wichtig.

Gerade die Beschaffenheit dieser Circusthäler mit ihrer sozusagen lehnsesselartigen Umrandung entspricht den in ihrer Verbreitung bekanntlich auf die heutigen oder ehemaligen Gletschergebiete beschränkten eigenthümlichen Hohlformen, die man in den nordischen Ländern als „Botner“ bezeichnet hat, und das häufigere Vorkommen solcher Hohlformen in einer bestimmten Höhenregion (in unserem Falle wohl vorwiegend auf der Nordseite des Kammes) würde manchem Glacialisten allein genügen, um hier an eine alte Vereisung zu denken.

Ich überlasse es ferner Gletscherkundigen zu entscheiden, wie klein ein Gletscher überhaupt noch gedacht werden kann, um als solcher zu gelten. Wenn der grösste Gletscher des Felsengebirges in Nordamerika nur 1½ Kilometer lang ist (Heim, Gletscherkunde, pag. 446), wenn wir ferner ebenfalls bei Heim lesen (l. c. pag. 74), dass in den Alpen die Gletscher zweiter Ordnung oft nur Flächen von der Grösse des Bruchtheils eines Quadratkilometers aufweisen, dann haben wohl auch die supponirten alten Gletscher der Czerna Hora nichts Auffälliges an sich. Die Glacialspuren endlich, wie sie aus den deutschen Mittelgebirgen beschrieben werden und wie sie beispielsweise Partsch aus dem Riesengebirge und Kayser aus dem Harz bekannt gemacht haben, lassen sich sicher oft genug auf keine grösseren Gletscher zurückführen, als sie hier vorausgesetzt wurden.

Dass steilere Wände, wie diejenigen zwischen dem oberen und unteren Thalkessel von Zaroslak, der Entwicklung eines Gletschers schliesslich kein absolutes Hinderniss entgegensetzen, sondern höchstens einen Gletscherbruch herbeizuführen geeignet sind, brauche ich nicht näher auseinanderzusetzen. In unserem Falle ist aber ein wichtiger Umstand, wie mir scheint, von Herrn Zapałovicz übersehen worden, nämlich die von uns bei unserer ersten Beschreibung der fraglichen Eiszeitspuren bereits geschilderte Beschaffenheit gerade jener Wand, welche die Thalstufe zwischen dem oberen und unteren Kessel von Zaroslak markirt. Diese Wand ist nämlich nicht von gleichmässiger Steilheit. Es ist richtig, dass von ihr ein kleiner Wasserfall herabstürzt, was einen Maassstab für den bedeutenden Neigungswinkel dieser Thalstufe abgeben könnte, es darf aber nicht übersehen werden, dass dieser Wasserfall auffallender Weise gerade die steilste Stelle der Stufe aufgesucht hat, wo der Böschungswinkel nach der Angabe von Zapałovicz 35 bis 40 Grad beträgt. Rechts und links von dem Wasserfall ziehen sich als Verbindung der beiden Thalkessel „schluchtartige, nur von spärlichen Quellen bewässerte Vertiefungen herab“, welche keineswegs mehr einen steilwandähnlichen Charakter besitzen. Die Bewegung des Eises musste vorzugsweise diesen Schluchten entlang erfolgen, wie wir das bereits früher ausdrücklich hervorgehoben haben, und hierbei scheint die Annahme eines bedeutenden Gletschersturzes nicht einmal nöthig zu sein.

Die steilere Partie der Stufe, welche also einem den Eisweg theilenden Vorsprung entspricht, hat in dieser Eigenschaft augenscheinlich dazu gedient, die Bildung der von uns in dem unteren Zaroslak-

Kessel angenommenen Mittelmoräne hervorzurufen, welche sich von jenem Vorsprunge aus herabzieht und den Kessel, wie beschrieben wurde, in zwei Hälften theilt.

Es verdient sehr beachtet zu werden, dass der als Wasserfall über die Wand herabstürzende Bach eine grosse Strecke lang auf diesem von uns mit Recht oder mit Unrecht einer Mittelmoräne verglichenen Block- und Schuttwall herabläuft, während rechts und links von diesem Walle, den Zapałovicz als Terasse bezeichnet, sich beckenartige Vertiefungen befinden, ein topographisches Verhältniss, welches, wie ich sehe, Zapałovicz ebenfalls bemerkt hat. Jener Bach ist aber der heutige Hauptwasserlauf in dem Zaroslak-Kessel, während in den genannten Vertiefungen sich nur unbedeutende Wässer ansammeln. Die abnorme Lage dieses Wasserlaufs, der zuerst nicht eine der beiden Schluchten benützt, die den oberen und unteren Kessel verbinden, sondern über dem diese Schluchten trennenden Vorsprung herabstürzt, um sodann auf einem, jene zwei Depressionen trennenden, also erhöhten und obendrein aus ursprünglich losen Massen bestehenden Terrainstück weiterzulaufen, gibt, wie ich glaube, dem Beobachter doch auch etwas zu denken.

Der Gletscher, wenn ein solcher bestand, ist den von ihm vorgefundenen Terrainfurchen gefolgt und die letzteren mussten vor der Entstehung des ersteren vom Wasser hergestellt oder doch benützt und dabei erweitert worden sein. Sollte man aber gar meinen, dass jene Furchen, soweit sie vertiefter sind als der heutige Wasserlauf, ohne unmittelbare Mitwirkung des dann als in Bezug auf sein jetziges Bett constant vorausgesetzten Wassers ihre Gestalt erhalten haben, dann stünde man vor einem besonderen Problem, welches schliesslich wieder kaum anders als durch die Annahme von Glacialerosion gelöst werden könnte. Ich will mich aber dieses Argumentes nicht ausdrücklich bedienen, so lange die Frage der Erosion durch Gletscher eine so umstrittene ist, wie gegenwärtig, sondern ich gehe von der einfacheren Annahme aus, dass der supponirte Gletscher keine wesentlichen Veränderungen in dem Schluchtrelief unter dem Hoverla hervorbrachte, das heisst, dass er wenigstens den allgemeinen Grundplan für die Entwässerung jenes Gehänges vorgezeichnet fand, und dass er seinerseits nur Modificationen dieses Planes hervorzufen vermochte.

Was für Ideen man nun immer über Thalbildung haben mag, in jedem Falle sollte man meinen, dass jeweilig, zeitweise wenigstens, eine der beiden Depressionen im unteren Kessel (mit der zu ihr gehörigen schluchtartigen Verlängerung nach oben hin) von dem fliessenden Wasser als Bahn benützt werden musste. Wenn stets nur die heutigen oder diesen ähnliche Verhältnisse in jener Region geherrscht hätten, dann wären jene Depressionen und Schluchten doch als ausschliesslich oder der Hauptsache nach von fliessendem Wasser unter normalen Bedingungen vertieft anzusehen. Es wäre dabei nicht leicht zu begreifen, wieso ein Wasserlauf eine bereits erworbene Vertiefung ohne anderweitige Beeinflussung aufgeben kann, um eine ihm unbequeme Erhöhung aufzusuchen. Dass hätte aber in unserem Falle geschehen müssen.

Freilich muss zugestanden werden, dass ein Fluss von selbst durch fortgesetzte Aufschüttungen des von ihm geförderten Gesteinsmaterials zum Verlassen seines Bettes und zum Aufsuchen einer anderen Richtung

bestimmt werden kann. Eine solche Voraussetzung lässt jedoch in unserem Falle keine Anwendung zu, da die „beckenförmigen Vertiefungen“ zu beiden Seiten des mittleren Schuttwalles, wie sie Zapałovicz nennt, und welche zum Theil moorige Flächen darstellen, eben nur wenig von Gesteinsschutt und Blöcken bedeckt sind. Man müsste gerade diesen mittleren Schuttwall für den langgestreckten, flachen Aufschüttungskegel des mit dem Wasserfall herabkommenden Baches erklären, um die erhöhte Position des Baches den seitlichen Depressionen gegenüber verständlich zu machen. Eine solche Annahme lässt jedoch erstlich die Frage nach der Entstehung des unteren hier zunächst besprochenen Kessels unberücksichtigt, indem sie diesen Kessel als etwas Gegebenes betrachtet, und sie lässt ausserdem die Frage offen, warum der Bach gerade an der Stelle des Wasserfalls und nicht längs einer der bereits tiefer erodirten Schluchten seitlich vom Wasserfall herabkommt. Mit dieser Annahme ist auch die Gestalt des den gesammten unteren Thalkessel von Zaroslak nach unten zu abschliessenden Blockwalles, den wir als Endmoräne deuteten, unvereinbar. Dieser Wall stellt im Verein mit der von uns so genannten Mittelmoräne die Form eines Ankers in horizontaler Projection dar, eine Form, die Schuttkegeln normaler Weise und bei der Möglichkeit so freier räumlicher Entfaltung wie hier nicht zukommt.

Es müssen also Factoren fremder Natur, welche nicht durch den Bach selbst gegeben waren, diesem seinen heutigen, scheinbar so widernatürlichen Verlauf vorgezeichnet haben. Der Platz in den natürlichen Entwässerungsrinnen muss ihm während einer gewissen Zeit verlegt worden sein, und so schwer es sein mag, diese Factoren genauer zu präcisiren, so liegt für mich, subjectiv wenigstens, die Vermuthung nahe, dass dieselben mit der einstigen Vergletscherung der Zaroslak-Gegend in Beziehung stehen, da sich eben Einflüsse anderer Art hier kaum werden ausfindig machen lassen.

Die Wirksamkeit jener Factoren muss selbstverständlich bereits in der Region oberhalb des Wasserfalles gesucht werden. Dort hat ja Zapałovicz einen Blockwall constatirt, der den oberen Zaroslak-Kessel in ähnlicher Weise nach unten abschliesst, wie der von uns als Endmoräne bezeichnete Schuttwall den unteren Zaroslak-Kessel, und ganz treffend hat der genannte Forscher bemerkt, dass, wenn man hier überhaupt an Glacialspuren denke, dieser obere Wall als die eventuelle Endmoräne des Zaroslak-Gletschers zur Zeit seines Rückzuges bis in den oberen Kessel betrachtet werden dürfte. Der den oberen, sumpfigen, von Zapałovicz einem alten Seebecken verglichenen Kessel abschliessende Wall könnte nun leicht im Laufe der Zeit, vielleicht noch während der Abnahmeperiode des Gletschers, sei es durch Einbruch eines Gletscherthores oder durch Zusammensitzen der Blöcke, sei es durch Verschlämmungen (oder eventuell Zufuhr neuer Blöcke an gewissen Stellen der inneren Wallseite) locale Veränderungen seiner Wasserdurchlässigkeit erfahren haben, welche zur Verstopfung der Stellen des natürlichen Wasserabflusses führten. Es könnte dies auch auf Grund einiger der angedeuteten Ursachen zu der Zeit erfolgt sein, als jene sumpfige Depression von einem sogenannten „todten Gletscher“ erfüllt war (vergl. Heim, Gletscherkunde, pag. 542) oder als sich aus diesem

ein Moränensee gebildet hatte. Das Wasser konnte dann an der Stelle des geringsten Widerstandes sich wieder einen Weg suchen und diese Stelle konnte zufällig über dem Vorsprung der erwähnten Thalstufe sich befinden. Ausschliesslich sich selbst und seiner natürlichen Thätigkeit überlassen hätte es jedoch nie den Weg einschlagen können, den es heute einhält, ebenso wenig, wie es die von Zapałowicz so gut geschilderte Block- und Schuttanhäufung am unteren Rande des oberen Kessels bei gleichzeitiger Ausebnung des Innenraumes des Kessels zu Stande gebracht hätte.

In Anbetracht aller dieser Erwägungen, war es wohl dem Grundgedanken nach nicht unberechtigt, als wir den bewussten Wasserlauf für einen augenscheinlich erst in jüngster Zeit entstandenen ausgaben. Es ist damit natürlich nur an die launenhafte Eigenart des Baches und nicht etwa an die recente Entstehung seiner Quellen gedacht worden. Wer das Vorhandensein von Glacialspuren in jenem Gebiete anzweifelt, dem fällt jedenfalls die Aufgabe zu, die Bedingungen jenes Wasserlaufes in anderer Weise zu erklären, als dies hier versucht wurde.

Wir hätten gewiss nicht von Eiszeitspuren auf der Czerna Hora gesprochen, wenn nicht nach unserem Dafürhalten gerade an der Alpe Zaroslak eine Summe von glacialen Merkmalen vereint beobachtet werden könnte. Weder die circusartige Form der beiden Thalkessel, noch die seltsame Lage des geschilderten Wasserlaufes, noch das Auftreten von Blockwällen mit Spuren von Lehm, der als Gletscherschlamm zu deuten ist, noch selbst das Vorhandensein von Schrammen auf einem Theil der Blöcke hätten, für sich allein genommen, unser Urtheil bestimmt; können ja sogar den Gletscherschrammen überaus ähnliche Streifungen auch durch andere Ursachen zur Noth erzeugt sein. (Vergl. auch Heim, l. c. pag. 402.) Alle die genannten Erscheinungen mussten zusammenkommen, um unser Urtheil zu bestimmen.

Wir, Herr Paul und ich sind bezüglich der Annahme von Glacialspuren sogar eher skeptisch als enthusiastisch aufgelegt, wie ich das meinerseits auch in Hinsicht auf die eventuell hierher zu beziehenden Erscheinungen in den Hochlandschaften Persiens zum Ausdruck gebracht habe (siehe Jahrb. d. geol. R.-A. 1881, pag. 105), mit einer Reserve, die neuerdings (Verh. d. geol. R.-A. 1885, pag. 336) von Rodler als wahrscheinlich zu weitgehend erkannt wurde. Ich habe deshalb seinerzeit auch den Angaben der schottischen Geologen Jack und Horne (vergl. Quat. journ. London 1877, pag. 673 und meine Mittheilung, Verh. d. geol. R.-A. 1878, pag. 142), welche eine Vergletscherung des Theissthales bis weit herab nachgewiesen zu haben glaubten, grosses Misstrauen entgegengesetzt, insofern die von den beiden Forschern vorgebrachten Thatsachen mit Glacialvorgängen allenfalls zusammenhängen können, aber nicht müssen, gleichviel, ob nun die genannten Gelehrten wie bei Lonka auf den Sandsteinblöcken keinerlei Streifung aufzufinden im Stande waren oder ob sie in der Nähe des Vissöthales oder bei Borkut gekritzte Blöcke beobachteten. Blosse Schuttanhäufungen ohne ausgesprochene Moränenform, selbst wenn sie mit thonigen Ablagerungen, die damals als „Boulder clay“ gedeutet wurden, in Verbindung stehen, konnten in einer an Gehängeschutt so reichen Gegend immerhin noch andere Deutungen zulassen, als die ihnen von den schottischen Autoren gegebene.

Dazu kam, dass dieselben Autoren schon oberhalb Körösmezö von Glacialspuren nichts mehr entdecken konnten, so dass ihre Wahrnehmungen in dieser Richtung auf die tiefer gelegenen Theile des Theissthales beschränkt blieben und dass nach dem eigenen Geständniss derselben Autoren in der Pruthgegend nördlich vom Tartarenpass glaciale Ablagerungen nicht beobachtbar waren. Wenn also gerade diejenigen Gebiete keinerlei Glacialspuren zeigten, in denen man dieselben, theils ihrer Höhenlage wegen, theils weil sie der Nordseite des Gebirges angehören, am ehesten erwarten sollte, so durften die Behauptungen von einer ausgedehnten Vergletscherung des tieferen Theissthales auf der karpathischen Südseite wohl in Zweifel gezogen werden. Dieser Zweifel war um so gerechtfertigter, als nach allen bisher vorliegenden Erfahrungen in so tief gelegenen Theilen der ganzen ungarisch-galizischen Karpathen nirgends auch nur eine Spur von sicheren Glacialbildungen [1]) bekannt ist. Selbst in der Tatra gehen ja die Endmoränen der ehemaligen Gletscher höchstens bis zu 900 Meter Seehöhe herab, wie sich aus den neuerlichen Zusammenstellungen von Partsch ergibt. Tatra und Czerna Hora erschienen uns also vorläufig als die einzigen Sitze ehemaliger Vergletscherung daselbst, denen sich erst wieder in Siebenbürgen, nach den von Lehmann (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1881) besprochenen Thatsachen zu schliessen, ähnliche Vorkommnisse angereiht haben würden.

Wie ich indirect aus den neuesten Mittheilungen von Zapałovicz schliesse, scheint es allerdings, dass auch in diesem Punkte meine Vorsicht zu weit ging und dass die damals beobachtete Reserve wenigstens zum Theil überflüssig war. Nicht etwa, dass Zapałovicz die Beobachtungen oder gar die Deutungen von Jack und Horne bestätigt hätte, aber er hat trotz des Zweifels, den er gerade in die einstige Vergletscherung auf der Nordseite des Kammes der Czerna Hora setzte, es wenigstens halb wahrscheinlich zu machen gewusst, dass in einigen viel tiefer gelegenen Thälern des von ihm beschriebenen Gebietes (also auf der ungarischen Seite der Karpathen) sich Endmoränen ähnliche Schuttwälle vorfinden, wie im Riu Vaser- und im Sokolówthale nordöstlich von Ruszpolyana, wo ein derartiger Wall in einer Seehöhe von 677 Meter beobachtet wurde (l. c. pag. 587) während sich weiter thalaufwärts analoge Wälle wiederholen. Das würde zwar noch immer nicht eine so ausgiebige Vergletscherung des Quellgebietes der Theiss bedeuten, wie sie von den beiden schottischen Autoren angenommen wurde, aber das Glacialphänomen in jenen Gegenden hätte immerhin ganz anständige Dimensionen gehabt.

Befreundet man sich mit dieser Vorstellung, dann kann man aber, wie ich glaube, im Hinblick auf meine voranstehenden Ausführungen auch unsere viel armseligeren Gletscher auf der galizischen Nordseite des höchsten und mächtigsten Gebirgskammes jener Hochregionen gelten

[1]) Gewöhnliche Schotterterrassen, wie sie in jedem Flussthal sich unter blosser Mitwirkung des Wassers gebildet haben können, ohne weiteres als Glacialterrassen anzusprechen, scheint mir ein zu rasches Vorgehen, welches übrigens gerade in der karpathischen Literatur auf wenige Beispiele beschränkt geblieben ist. (Vergl. Verh. d. geol. R.-A. 1881, pag. 346 und Jahrb. 1882, pag. 365, sowie die Einwände Uhlig's, Jahrb. 1883, pag. 557.

lassen [1]), dann haben die Circusthäler unter der Hoverlaspitze und vielleicht auch die ähnlichen Kessel unter der Danczesspitze, die wir in unseren „Studien“ im Jahre 1877, wie schon gesagt, ebenfalls, wenn gleich nur flüchtig erwähnten, wohl auch Gletschern zum Aufenthalt gedient, dann wäre man sogar berechtigt, viel, d. h. wenigstens einige hundert Meter tiefer in den dem Pruth tributären Thälern die einstige Existenz von Gletschern a priori vorauszusetzen und den Gletscher auf der Zaroslakalpe in eine Zeit zu versetzen, in der das Eis schon im allgemeinen Rückzuge begriffen war.

Unter diesen Umständen möchte ich allerdings wünschen, dass ein geübter und unparteiischer Beobachter baldmöglichst jene merkwürdige Stelle bei Żabie am Czeremosz aufsuche, von der wir in unseren „Studien“ (Jahrb. d. geol. R.-A. 1877, pag. 89 u. 101) gesprochen haben, wo sich eine auf grosse Erstreckung vollkommen polirte und mit zahlreichen, langen parallelen Kritzen versehene Felswand befindet, die wir seinerzeit als Gesteinsrutschfläche und als von glacialen Vorgängen unbeeinflusst hingestellt hatten.

Der Neigungswinkel der Streifen gegen die Thalebene erschien uns damals zu gross um denselben mit der Bewegung eines Gletschers in Einklang zu bringen, zumal dieser Gletscher gleich oberhalb der betreffenden Stelle in der Thalerweiterung von Żabie ein minder bedeutendes Gefäll gehabt haben müsste. Ausserdem war die Erscheinung nach unseren damaligen Erfahrungen wenigstens eine für das Czeremoszthal zu isolirte, um mit Sicherheit für glacial erklärt zu werden. Die Seehöhe des Thales an jener Stelle mag ungefähr 600 Meter betragen. Wenn aber nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse es wahrscheinlich ist, dass auf der ungarischen Seite der Pokutitsch-Marmaroscher Karpathen Gletscher bis zur Höhe von 677 Meter herabreichten, dann könnte ein solcher auf der galizischen Seite auch bis in Seehöhen von 600 Meter und darunter sich erstreckt haben.

Solche Erscheinungen hätten allerdings die analogen Phänomene der Tatra übertroffen. Sie würden dem für das Alpensystem gefundenen Gesetz einer Abnahme der alten Vergletscherung nach Osten zu widersprechen. Man würde sie aber trotzdem acceptiren müssen. Doch mahnt die angeführte Erwägung zur Vorsicht.

Der niedrige Felsvorsprung vor der polirten und gekritzten Wand könnte unter Umständen als eine Art kleiner Rundhöker aufgefasst werden, wenn sich in der angegebenen Weise die einstige Vergletscherung des oberen Czeremosz herausstellen sollte.

Die baldige Neubesichtigung der erwähnten Felswand, die natürlich mit gleichzeitigen Glacialstudien im ganzen Czeremoszgebiet verknüpft sein müsste, wäre umso wichtiger, als man nicht wissen kann, ob nicht bei eventuellen Strassencorrecturen in jener Gegend die merkwürdige Stelle der Zerstörung anheimfallen wird, vor der sie allerdings durch die Intervention unserer galizischen Freunde bei den zuständigen Localbehörden geschützt werden könnte.

[1]) Die von Zapałowicz entdeckten Spuren würden auf die Vergletscherung von Gebirgsmassen zu beziehen sein, die südlicher gelegen und niedriger sind als die Czerna Hora, was ich nochmals betone.

Geologische Notizen aus dem Triestingthale.

(Umgebung von Weissenbach an der Triesting in Niederösterreich.)

Von **Franz Toula.**

Im Sommer 1883 nahm ich längeren Aufenthalt in Weissenbach an der Triesting.

Kurz vorher war der erste Band des gross angelegten und reich ausgestatteten Werkes über „Hernstein in Niederösterreich“ (herausgegeben von M. A. Becker) erschienen. Mein verehrter Freund Dr. Alexander Bittner hat in seinem, auch für sich unter dem Titel: Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich und der weiteren Umgebung“ erschienenen Antheile an dem Werke (Wien 1882) eine Arbeit von hoher Wichtigkeit geliefert, ebensowohl wegen der reichen Fülle neuer Beobachtungen, als auch wegen der Sorgfalt und Umsicht, mit welcher alle auf das genannte Gebiet Bezug habenden älteren Arbeiten in die Darstellung aufgenommen wurden. Die dem Werke beigegebene schöne geologische Karte begleitete mich auf allen meinen kleinen Ausflügen, und ich konnte mich auf Schritt und Tritt von der hohen Verlässlichkeit derselben überzeugen.

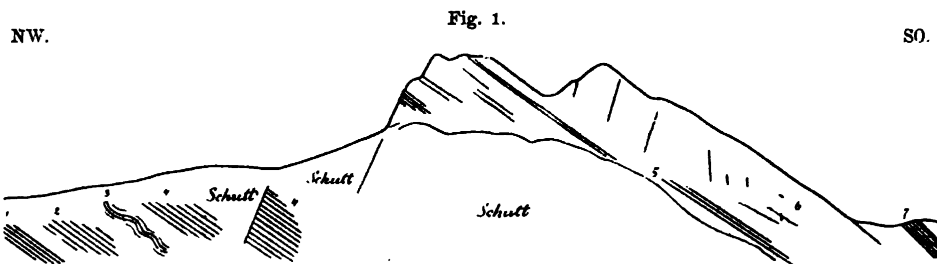
Dass ich nichtsdestoweniger hier und da Gelegenheit fand, den einen oder anderen neuen Fund zu machen, ab und zu eine neue Thatsache zu constatiren, dies ist bei dem längeren Verweilen an demselben Orte leicht erklärlich. Im Nachfolgenden werde ich mir erlauben, die eine und andere der betreffenden Beobachtungen zu erörtern.

I. Reiflinger Kalk. Ein neues Vorkommen von „Aonschiefern“.

Oberhalb der Enge bei Schatzen, welche im Reiflinger Kalk liegt, bilden die gegen SO. geneigten Bänke gewaltige Wände am linken Ufer der Triesting. Im Liegenden sind sie an der Strasse, am oberen Eingange in die Enge, theils dünngeschichtet mit mergeligen Zwischenmitteln, theils (und zwar die untersten Lagen) als echte Knollenkalke entwickelt, während sie im Hangenden dicke Bänke (mit Hornsteineinschlüssen) bilden.

Weiter hinauf treten dann dünngeschichtete dunkel gefärbte und weissaderige Plattenkalke auf, deren Schichtflächen hier und da mit den grösseren und kleineren kugeligen Körpern bedeckt sind, welche Bittner (l. c. pag. 59) erwähnt. An einer Stelle sind diese Plattenkalke in wellenförmige Falten gelegt. Unter diesen letzteren liegen abermals wahre Knollenkalke (Fig. 1).

Fig. 1.



1. Knollenkalk. 2. Plattenkalk mit kleinen Kieselkalkkügelchen. 3. Knollenkalk. 4. Dunkler Plattenkalk. 5. Knollenkalk. 6. Lichtgraue dolomitische Kalke mit Hornstein-Einschlüssen. (Hieraus stammt *Koninckia sp.*) 7. Schieferige Kalkmergel mit Posidonomyen und Trachyceras.

Auf der rechten Thalseite zeigen die Kalke in der Enge vollkommene Uebereinstimmung in ihren Lagerungsverhältnissen (Str. hora 4 fallen nach SO. mit 50°).

In der Enge selbst fand ich am rechten Ufer der Triesting in einem röthlich-grauen, dichten, reichaderigen Kalke, ein winziges hochgewölbtes Brachiopodenschälchen mit geradem Schlossrand und deutlicher Area, das zu *Koninckia* gehört. (Man vergleiche die Bemerkungen Bittner's über das Vorkommen der *Koninckia* ähnlichen Schalen aus der Gegend von Buchberg, l. c. pag. 80—81.) Der Kalk mit *Koninckia* stimmt vollkommen überein mit jenen von Schatzen, unmittelbar im Liegenden der Aonschiefer hier wie dort fallen die eigenthümlichen an die Schädelnähte erinnernden Schnittlinien der Schichtflächen auf.

Gleich oberhalb des Eingangs in das nach Eberbach führende Thal stehen dunkelgraue Kalke an, welche petrographisch gut übereinstimmen mit jenen in dem Seitenthale bei Schatzen s. w. u. Sie enthalten unregelmässige Kieselkalkknollen (Spongien?). In einer mergeligen Lage im Hangenden fand ich Exemplare von *Posidonomya Wengensis.* Das Liegende bilden gefaltete, dunkle und weissaderige Plattenkalke mit zahlreichen grösseren (erbsengrossen) und kleineren (bis Hirsekorn grossen Kieselkalkkügelchen, welche jedoch auch zu unregelmässigen verzweigten Wülsten verschmelzen. An einer Stelle fanden sich muldige Vertiefungen mit einem oder mehreren Kügelchen in einem Kranze von winzigen Kügelchen.

Bittner führt l. c. pag. 71 das Vorkommen der schwarzen Kalke mit den problematischen Kieseleinschlüssen an.

An der Strasse von Hafnerberg nach Neuhaus treten an einem neuen Einschnitte der Strasse auf eine Länge von 70 Schritten auf das schönste entblösst, graue dichte Kalke mit Kieselkügelchen auf den Schichtflächen auf, welche auf das beste übereinstimmen mit jenen an der Eisenbahn, sowie an der Strasse (Fig. 1) oberhalb Schatzen und auf

das schönste in Falten gelegt sind (Fig. 2). Auf Bittner's Karte ist dieses Vorkommen als Guttensteiner Kalk eingezeichnet.

Fig. 2.



Liegendpartie der Reiflingerkalke an der Strasse von Hafnerberg nach Neuhaus.

Am unteren Ende der Thalenge bei Schatzen lagern auf den grauen, in den Hangendpartien höckerigen, wohlgeschichteten „Reiflinger" Kalken der Enge, welche bei NO.-Streichen mit circa 50° nach SO. einfallen und keinerlei erkennbare Fossilreste geliefert haben, bei dem kleinen Kalkofen dünnplattige, zum Theil gefältete Kalkschiefer, ganz vom Aussehen der Aonschiefer in der Hinterbrühl (bis papierdünn und gelblich gefärbt). Es ist offenbar dasselbe Vorkommen, aus welchem Herr Director D. Stur (nach Bittner's Angabe, l. c. 87), „*Posidonomya Wengensis* und *Halobia Lommeli*" citirt. Mir glückte es, neben den zahlreichen kleinen concentrisch gerippten Posidonomyen auch mehrere und darunter recht wohl erhaltene Exemplare von „*Trachyceras Aon Mnstr.*" aufzufinden, so dass es keinem Zweifel unterliegen kann, dass wir in diesem Vorkommen ein sicheres Zwischenglied der beiden lange bekannten Fundorte in der Gegend von Ramsau-Kleinzell einer- und in der Hinterbrühl andererseits vor uns haben, welche hier, oberhalb Schatzen, das unmittelbar Liegende der typischen Lunzer Sandsteine bilden.

Es ist jedoch auch hier wieder nur ein räumlich wenig ausgedehntes Vorkommen, denn ich konnte im Streichen derselben Kalke an keiner anderen Stelle das Vorkommen von Trachyceras führenden Kalkschiefern constatiren.

In dem breiten Thale, durch das der Weg nach Neuhaus hinüberführt, treten jedoch im Liegenden der Lunzer Sandsteine, welche hier in einer breiten Zone vom rechten Triestingufer herüber streichen — sie sind am Bache unmittelbar bei Schatzen sehr schön aufgeschlossen, steil aufgerichtet mit südöstlichem Einfallen — dunkel graubraune, etwas mergelige Kalke auf, in welchen sich ein wohl erhaltenes Exemplar von *Posidonomya Wengensis W.* fand.

Das Liegende dieser mergeligen Kalke bildet ein ganz lichtgrau gefärbter wohlgeschichteter Kalk — Einfallen nach SO. mit 40° — mit zahlreichen Kieselknollen in einzelnen Schichten. Wo diese letzteren stark angewittert sind, nehmen sie ein Aussehen an, so dass man auf das auffallendste an jenes gewisser Lithistiden erinnert wird.

2. Lunzer und Opponitzer Schichten: Weissenbach-Grubbauer-Tennebauer.

Vergleicht man die von Bittner verfasste geologische Uebersichtskarte mit der älteren von der k. k. geologischen Reichs-Anstalt herausgegebenen Karte (Maassstab 1:144000), so findet man eine Abweichung insofern, als Bittner von den drei, auf den älteren Karten angegebenen im Allgemeinen von NNO. nach SSW. (dem hier herrschenden Streichen) verlaufenden Zügen von Lunzer Sandstein, welche sich zwischen Weissenbach und Altenmarkt von der Triesting gegen die Piesting hinüberziehen, eigentlich nur zwei als continuirliche Züge belassen hat, und zwar den westlichsten, der sich aus der Gegend von Tasshof gegen Furth erstreckt, sowie den mittleren Hauptzug der von Schatzen über Maierhof (bei Furth-Schromau) verläuft.

Den östlichen Zug dagegen, der auf der alten Karte vom Furtherbach über den „Grubbauer" und darüber hinaus angegeben ist, hat Bittner nicht mehr aufgenommen.

Thatsächlich ist nun auch dieser dritte Zug vorhanden, freilich in etwas anderem Verlaufe als ihn die ältere Karte aufweist.

Während sich der Hauptzug der Lunzer Sandsteine aus der Gegend von Schwarzensee über Schatzen (an der Triesting) gegen Niemthal und Maierhof zieht und sich in südwestlicher Richtung weithin verfolgen lässt, ganz so wie ihn Bittner verzeichnet, beginnt der östliche Zug in dem Quergraben („Grabenwegsteig"), der auf der rechten Thalseite des Furtherbachthales unterhalb des Wirthshauses zur „Bruthenne" gegen SSW. hinaufzieht gegen den Höhenrücken zwischen dem genannten und dem „Grabenwegthale". Beim Steilanstiege auf der linken Thalseite des kleinen Quergrabens treten typische Lunzer Sandsteine auf, unter Opponitzer Kalken, mit stellenweise reicher Fossilienführung [1]), und in Grus zerfallenden Opponitzer Dolomiten, über welchen hier, wie später auszuführen sein wird, ein Vorkommen sicherer Rhätkalke (in Blöcken) angetroffen wurde.

Ein zweiter guter Aufschluss findet sich auf der Kammhöhe, und zwar an der Einsattlung unweit des Wegkreuzes, wo die vielen Waldwege zusammentreffen und, besonders gut entblösst, gleich unterhalb der Einsattlung auf dem Wege, der nach „Grabenweg Dörfel" hinabführt.

Dieser Zug von Lunzer Sandstein dürfte nach NO. offenbar mit dem Kohle führenden Sandsteine oberhalb der Kunstmühle im Neuhauser Thale im Zusammenhange stehen, wenigstens lässt sich dies nach dem Auftreten derselben Hangendgesteine im „Weingarten" bei Weissenbach selbst vermuthen. Es ist dies also ähnlich so, wie es auf der alten Karte verzeichnet ist. Nach SSW. setzt sich der Lunzer Sandstein dann gegen den „Grubbauer" fort.

Bis hierher besteht die Angabe auf der alten Karte sicherlich zu Recht, die weitere, als fast genau südwärts verlaufend eingezeichnete

[1]) Es finden sich hier *Ostrea montis caprilis*, *Hinnites sp.*, mehrere Arten von *Pecten* (darunter am häufigsten, ganze dünnplattige Lagen erfüllend, *Pecten filosus v. Hauer*) *Corbis Mellingi* etc. Besonders reich an Fossilien ist ein Vorkommen am rechten Gehänge des Hauptthales, oberhalb des Schuttkegels an dem Waldwege vor dem erwähnten Querthale.

Fortsetzung gegen den Tennebauer und die Grabenwegstrasse verläuft thatsächlich, wie schon Bittner (l. c. pag. 102) vermuthet hat, nicht ganz so, wie es die ältere Karte annimmt.

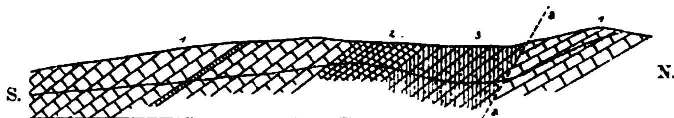
Was das Vorkommen beim Grubbauer anbelangt, welches nach Bittner's Karte als Gosau anzunehmen wäre (im Texte pag. 103 wird dies nur als wahrscheinlich hingestellt), so kann ich zur Unterstützung meiner Annahme, dass wir es dabei thatsächlich mit Lunzer Sandstein zu thun haben, anführen, dass in der unmittelbaren Nachbarschaft desselben, beim Abstieg in den südlich davon verlaufenden, nach Grabenweg hinausführenden Seitengraben die plattig-mergeligen Kalke mit *Pecten filosus v. H.*, *Hinnites sp.*, *Ostrea sp.* und auch Stücke mit Schalenbruchstücken von *Corbis Mellingi* in zahlreichen Findlingen angetroffen wurden. Sonst fand ich hier noch graue plattige Kalke mit kleinen hochgethürmten Gastropoden („Rissoenkalk", *Holopella [Rissoa] sp).*

Die Fortsetzung dieses Lunzer Sandsteinzuges verläuft nun aller Wahrscheinlichkeit unterhalb des Höhenzuges hin, der von der „Wurzen" in südwestlicher Richtung gegen Hochwald hinzieht. Ein isolirtes Vorkommen ist auf Bittner's Karte nördlich von der Strassenhöhe „auf dem Hals" angegeben. Ein Zwischenvorkommen konnte ich selbst in dem Graben auffinden, der sich vom „Tennebauer" westwärts zur erwähnten Kammhöhe hinaufzieht.

Zuerst findet man hier in Grus zerfallenden Dolomit (Str. hora 2—3, Fall. n. SO.). In Findlingen trifft man bald dunkle mergelige Kalke (Opponitzer Kalk) und braune Sandsteine (Lunzer Sandstein).

Etwa 2 Kilometer vom Ausgange des Grabens kommt man im Walde schräg über die Schichtenköpfe eines dolomitischen Kalkes auf dichte wohlgeschichtete mergelige Kalke, die eine Strecke weit anhalten und wenn auch schlecht erhaltene Bivalveneinschlüsse führen (Opponitzer Kalk. — *Corbis Mellingi* ist neben anderen vorhanden). In einem kleinen Steinbruche am Wege ist wohlgeschichteter splitterig brechender Kalk in mächtigen Bänken aufgeschlossen, darunter liegt, nach SO. einfallend, grünlich gefärbter feinkörniger Sandstein (Lunzer Sandstein), der sich nach SW. hin erstreckt, im Walde versumpfte Stellen bildet und gegen die Kammhöhe hinauf eine Strecke weit anhält. Beim letzten Anstiege, gegen das rothe Kreuz auf der Höhe, trifft man wieder dolomitischen Kalk und etwas krystallinisch-körnige graue Kalke mit rothen Flecken

Fig. 3.



a—a Verwerfung.
1. Opponitzer Dolomit. 2. Opponitzer Kalk. 3. Lunzer Sandstein.

und weissen Spathadern, welche an gewisse Lagen im Dachsteinkalke erinnern. Es muss hier wohl einer der Brüche angenommen werden, wie sie von Bittner in seinen Profilen angegeben werden. (Man vergl. Fig. 3.)

Auf der linken Thalseite der Triesting bei den oberen Häusern von Weissenbach, und zwar bei der Schmiede, findet sich ein guter Aufschluss in den Opponitzer Kalken, welche hier nach NO. einfallen und mit Steilhängen gegen NW. hin gegen die Lunzer Sandsteine von Schatzen abstürzen.

Ueber grauem dolomitischen Kalk tritt in einer wenig mächtigen Lage ein mürber gelber Kalkmergel auf, der spärliche und undeutliche Bivalvenreste enthält.

Darüber folgen graue gebänderte Kalke. Auf dem Wege, der von der Schmiede hinüber führt über die „Weinberg" genannte Blösse gegen den nach Neuhaus führenden Graben, findet man unter den Feldsteinen manche plattige Stücke, welche reich sind an *Pecten filosus* und den anderen damit zusammen vorkommenden Fossilien.

Nahe der Einmündung des Further Baches in die Triesting streichen die Kalkbänke im Bachbette quer über den Bach (Str. hora 2 fallen steil nach O.), so dass also der Further Bach hier nicht als scharfe Formationsgrenze angenommen werden kann.

3. Ein neues Vorkommen der „schwäbischen Facies" des Rhät und von Lias bei Sulzbach. (Altenmarkt SO.)

Ein sehr interessantes Rhätvorkommen liegt bei Sulzbach, zwischen Altenmarkt und Weissenbach, unweit der Haltestelle Tasshof, nahe dem Durchbruche der Triesting durch den so wohl zu verfolgenden Zug von „Reiflinger Kalk", der sich aus der Gegend von Guttenstein in der Richtung gegen Alland erstreckt. Um eine Vorstellung von den hier herrschenden Verhältnissen zu geben, werde ich versuchen, ein Profil aus der Gegend von Eberbach bis an den Further Bach oberhalb Weissenbach an der Triesting zu geben. (Man vergl. Fig. 6, pag. 711 [13].)

Bittner sagt über diesen Theil des Gebietes (pag. 104):

„Im Norden des Hauptzuges (Guttenstein-Furth) liegt Lunzer Sandstein bei Ebersbach; er dürfte, wie schon erwähnt, dem nördlichen Flügel einer steilen Wölbung angehören, die der Reiflinger Kalk hier bildet; dem Reiflinger Kalke zunächst liegen grünlich-graue Schieferthone mit Spuren von *Halobia rugosa Gümb.*; erst weiter gegen NW. folgen Sandsteine, in denen etwas unterhalb Ebersbach auf den Wiesen der rechten Thalseite ein Schacht abgeteuft wurde."

Der Guttensteiner Kalk (2 des Profiles) findet sich pag. 62, der Werfener Schiefer (1 des Profiles) pag. 48, 49 und 70 besprochen.

Ueber die gegen SW. an den Werfener Schiefer sich schliessenden Gesteine (beim Gugelhofe) wird weiter unten gesprochen werden. Die eingepressten Kreidegesteine mit ihren Verwitterungsproducten verdecken manche Details.

Eine uns näher interessirende Stelle liegt bei Sulzbach.

Auf der Sattelhöhe westlich von dem Kreuze fand ich gegen die dolomitischen Kalkfelsen des Riffrückens von Ebersbach hin dunkle weissaderige, plattig brechende Kalke in einzelnen unabgerollten Blöcken. Sie enthielten folgende Fossilien:

Schuppen von *Gyrolepis tenuistriatus Ag.* (nach Dittmar = *Amplypterus dicipiens Gieb.).*
Chemnitzia spec. ind.

Anomia alpina Winkl.
Cardita austriaca Winkl.
Pecten acuteauritus Schafh.
Pecten spec.
Gervillia praecursor Quenst.
Cypricardia Marcignyana Mart. (= Pleurophorus elongatus Moore).
Schizodus cf. Ewaldi (= Sch. cloacinus Quenst.).
Anatina praecursor Quenst. (?)
Cardium rhaeticum Mer.
Mytilus minutus Gldf.
Avicula contorta Portl.
Leda percaudata Gümb. (= L. alpina Winkl.).

Es ist dies eine Fauna, die als typisch für die schwäbische Facies des Rhät bezeichnet werden muss, mit welcher Bestimmung auch das von den sonst so verbreiteten Rhätgesteinen abweichende petrographische Verhalten der betreffenden Blöcke auf das Beste übereinstimmt. Von Brachiopoden fand sich keine Spur.

Eine ähnliche Fauna gibt Hertle (Jahrbuch, 1865, pag. 534, Bittner's Werk, pag. 198) aus Kalken an, welche aus dem Hallbachthale über den Schöpfgraben bis in's Ramsauthal zu verfolgen sind. In Verbindung damit finden sich dort Lithodendronkalke.

Ausser den Blöcken mit der Fauna der schwäbischen Facies finden sich auf der Sattel- und Kammhöhe noch Findlinge mit *Holopella (Rissoa) alpina*, solche von dunkler Färbung mit späthigen Durchschnitten von Cidarisstacheln (?) und auch oolithische Kalke.

Anstehend erscheinen gegen Norden Kreidemergel von rother, grüner und grauer Färbung, die oberhalb Sulzbach zusammen mit mächtigen, mittelkörnigen Breccien auftreten und in einem Steinbruche aufgeschlossen sind. Die Mergel werden im Hauptthale oberhalb Tasshof gebrochen und zu Cement gebrannt. Sie enthalten stellenweise ziemlich häufige Inoceramenbruchstücke.

Am erwähnten Sattel werden auffallender Weise auch die grellrothen Lias-Crinoidenkalke, ganz vom Aussehen jener von Rohrbach (s. w. u.), in vereinzelten Rollstücken gefunden.

In dem Hohlwege, der vom Sattel nach Sulzbach gegen NO. hinabführt, suchte und fand ich Aufschlüsse über das Vorkommen des Lias.

Zu oberst fand ich dünngeschichtete graue Kieselkalke, feste Quarzsandsteine, Rauchwacke und dunklen, weissaderigen Kalk, sodann typische graue Fleckenmergel mit Crinoiden, schlecht erhaltenen Ammoniten und Belemniten.

Unter diesen ist der Hohlweg in dunkel gefärbte, sandige, weissaderige Kalke, ganz vom Aussehen der Grestener Schichten, eingeschnitten. Hieraus erhielt ich vor Allem eine grössere Anzahl der ganz typischen *Gryphaea arcuata,* neben einer *Pinna*, die mir in mehreren Exemplaren vorliegt, und einen *Pecten*.

Das Gestein gleicht recht sehr einem beim Maierhofe (Rohrbach N.) angetroffenen.

Es scheint somit hier wieder die Ueberlagerung durch Mergelschiefer einzutreten, wie sie Stur in den Voralpen angibt. Bittner, pag. 204, führt an, dass die Grestener Facies im Gebiete seiner Karte in ihrer typischen Entwicklung nicht vorhanden sei. Es wäre somit das Vorkommen bei Sulzbach ein erster Nachweis ihres Auftretens auch in diesem Gebiete.

Sichere Angaben über die Lagerungsverhältnisse liessen sich leider bei den überaus mangelhaften Aufschlüssen und in Folge der vielfachen Störungen in der Nähe der Nordgrenze der Kalkzone nicht gewinnen.

In dem tiefen Wasserriss, der sich westlich vom Wege gegen den Sattel hinaufzieht, fand ich zu unterst rothe Crinoidenkalke in grossen, scharfkantigen Blöcken, so dass ich an dem Anstehen derselben in unmittelbarer Nachbarschaft nicht zweifle.

Darüber finden sich eckige Bruchstücke der grauen Fleckenmergel und über diesen lichte Crinoidenkalke.

An der Gabelung des Grabens ist die Erde grellroth. Hier fanden sich mürbe, grünliche, glimmerige Sandsteine und neben harten festen blaugrauen, weissaderigen Sandsteinen die sandigen Kalke der Grestener Facies. Zu oberst tauchen unter Dolomit-Geröll rothbraune Sandsteine auf.

Es scheint mir hier das Rhät und der Lias an den Dolomit des Ebersbacher Riffes an dessen NNW. Seite angelagert zu sein.

3. Das Rhät an der Bahnlinie Hirtenberg-Pottenstein und im Furtherthale.

Ueber die geologischen Verhältnisse bei Hirtenberg hat Herr Director Stur schon 1851 (Jahrbuch, III. Heft, pag. 19) in einer grundlegenden Arbeit berichtet. Bittner bespricht die Verhältnisse l. c. pag. 179 u. pag. 212. An erster Stelle wird die merkwürdige Ueberkippung der Schichtfolge am rechten Ufer der Triesting besprochen, wo „bei thalaufwärts gerichtetem Einfallen über Lias die Kössener Schichten und über jenen erst die Dachsteinkalke folgen“, während am linken Ufer bei Hirtenberg „östliches Einfallen bei normaler Ueberlagerung“ herrscht. Es ist dies ein tectonisch hochinteressantes Verhalten.

Im nachfolgenden Profile (Fig. 4) habe ich versucht, in der unmittelbaren Nähe der Haltstelle von Hirtenberg die Schichtenfolge zu verzeichnen und dabei auch die Verschiedenheit im Verflächen anzuzeigen.

Nach dieser Darstellung der Verhältnisse würde ersichtlich, dass unter den Liasschichten (6) Rhät auftritt, dieselben also zwischen rhätischen Schichten liegen. Aber auch bei 15 wurden in einem rothen mergeligen Kalke freilich recht mangelhafte Belemniten in Durchschnitten gesehen.

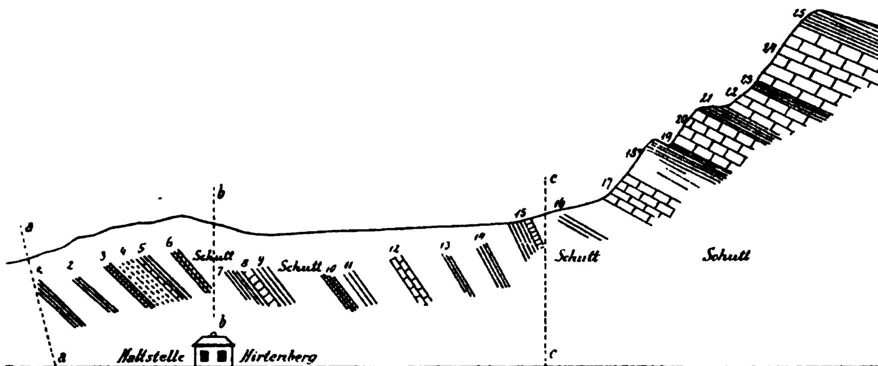
Es würde dies an das Vorkommen an der vorderen Mandling oder im Wiesenbachgraben erinnern. Das ausnahmsweise westwärts gerichtete Verflächen ist auch an anderen Stellen des weiteren Gebietes, z. B. am Hengst und NW. vom Lehrwegkogl in der Gegend von Buchberg (Bittner's Profil 1) bekannt geworden.

In das beistehende Profil sind mit AA, BB und CC rein schematische Verwerfungslinien eingezeichnet. Aus dem Gesagten würde sich

die Frage ergeben, ob die Lagerungsverhältnisse bei Hirtenberg nicht auf mehrfach zerstückte und verworfene Schollen zurückzuführen seien. Für diese Annahme schienen mir bei meinem letzten Besuche der betreffenden Localität gewisse Terrainstufen zu sprechen, welche, im Osten von der Haltstelle, im Walde zu beobachten sind, deren eine fast genau von Nord nach Süd verläuft, nach West (10° S.) einfällt und aus rothem Kalk besteht, während die zweite höher oben am Gehänge in der Form von Wänden auftritt und nach West 28 Nord verflächt.

Aus Schichte 13 wurden von mir gesammelt: *Avicula contorta Portl.*, *Pecten spec.* (ähnlich *P. valleti Stopp.*), *Mytilus ervensis Stopp.* (*=M. Escheri Gümb.*), *Modiola Schafhäutli Stur* (ein ausgezeichnet wohl

Fig. 4.



aa, bb, cc = Störungen.

1. Grauer plättiger Kalk über mürben Kalkmergeln. 2. Röthlicher Breccienkalk. 3. Blutrother dünnplattiger Kalk mit weissen Calcitadern. 4. Röthlich-grauer wohlgeschichteter Kalk mit Hornsteinkernen (Bänderkalk). 5. Rother sandiger Kalk. 6. Rother Kalk und blutrother Mergel (mit Lias-Fossilien: Seeigel, Belemniten und ein Phylloceras-Bruchstück in einer bei Errichtung des Zugangsweges zur Haltstelle weggesprengten Scholle). Auch knollige und Crinoiden führende festere Partien finden sich. 7. Grauer mergeliger Kalk. 8. Korallenkalk („Lithodendronkalk"). 9. Graue Mergel mit *Terebratula norica, Plicatula intusstriata* etc. 10. Gelblich verwitternde Mergelkalke. 11. Feste Kalkbänke mit Cidaritenstacheln und Korallen. Licht-röthlich-grau, weissaderig. 12. Lithodendronkalk. 13 und 14. Hornstein führende Kalke und Kalkbreccien mit Mergellagen. (13. Bänke mit *Avicula contorta*. 14. Bänke mit *Waldheimia*, *Rhynchonella fissicostata* etc.) 15. Grauer dünnplattiger Kalk. Dunkelrother Kalk (Belemniten-Durchschnitte, Crinoiden) und gelbbraune Breccie. Verflächen gegen West mit circa 60° (und darüber). 16. Mergelige Kalke mit vielen Rhynchonellen. 17. Grauer undeutlich geschichteter Kalk mit Cidaritenstacheln und Korallen. 18. Knollenkalk, nach oben mergelig werdend (19), mit vielen Terebrateln und Pelecypoden. 20. 22, 24 wie 17. 21, 23, 25 wie 18.

erhaltenes Exemplar mit grosser Verbreiterung nach rückwärts), *Lima praecursor Quenst.*, *Lima sp. ind.*, *Arca cf. bavarica Winkl.*, *Anatina Suessi Opp.*, *Cardium rhaeticum Mer.*

In der Schichte 14 herrschen Brachiopoden vor. Es wurden gesammelt:

Spiriferina Suessi Zugm., *Sp. Emmerichi Suess.*, *Spiriferina Kössenensis Zugm.*, *Sp. austriaca Zugm.*, *Waldheimia norica Sss.* (extremste, etwas ungleichseitige Form), *Waldh. norica var. elliptica Zugm.*, *Rhynchonella fissicostata Suess.*

Aus den Schichten 16 u. 18 liegen vor:

Terebratula pyriformis Suess, *Ter. gregaria Sss.*, *Waldheimia norica Sss.*, *Rhynchonella fissicostata Sss.*, *Rh. subrimosa Sss.* (kugelige

Form), *Rh. cornigera Sss.*, *Rh. Starhembergica Zugm.*, *Spiriferina Kössenensis Zugm.*, *Ostrea Haidingeriana Emm.*, *Avicula Kössenensis Dittm*, *Cassianella spec.*, *Lima punctata Sow.*, *Lima sp. ind.*

Das erste Verzeichnis erinnert an die Fauna der schwäbischen Facies, die beiden übrigen würden der Fauna der Starhemberger Schichten entsprechen.

Ein nicht uninteressantes Vorkommen ist der Hornsteinkalk in Schicht 4, unmittelbar bei der „Haltstelle". Er lässt deutlich erkennen, dass der Hornstein die innersten Kerne, der aussen als Kieselkalkmergel zu bezeichnenden Gesteinslagen, bildet.

Triesting aufwärts halten am rechten Ufer bis zu der Fabrik am oberen Ende der Enge Kalke ohne deutliche Fossilien an. (Auch ohne deutliche Schichtung.)

Oberhalb bei dem Kilometerzeichen 7·4 stellt sich dolomitischer Kalk ein, dessen Schichten hora 2 streichen und steil aufgerichtet nach Osten einfallen. (Haupt-Dolomit der Karte.) Es dürfte hier eine tiefergehende Verwerfung anzunehmen sein.

In dem engen Einschnitte vor St. Veit (Haltstelle der Eisenbahn) wird ein vielfach von Verwerfungen durchzogener Dolomit durchschnitten. Ohne deutliche Schichtung zeigt er schlot-(orgel-)artige, von Grus erfüllte Partien auf den Verwerfungsklüften.

Die dolomitischen Kalke halten dann am rechten Ufer bis über die, durch das Vorkommen von „Grunder Schichten"[1]) ausgezeichnete, kleine Thalweitung bei St. Veit hinauf längs der Bahnlinie an bis Triestinghof.

Oberhalb, bei dem Kilometerzeichen 9·5, kann man nordöstliches Streichen und südöstliches Einfallen (mit 45°) beobachten. Mächtige Bänke von dolomitischem Kalk wechseln hier mit weniger mächtigen ab (erstere 1·5 Meter, letztere 0·3 Meter mächtig).

Bei Kilometer 9·8 lässt sich eine Schichtenknickung beobachten, dann folgen wohlgeschichtete Kalke von grauer und licht röthlichgrauer Färbung und Neigung zur Zellenkalkbildung. Darunter liegen westwärts (beim 10. Kilometer) graue, weissaderige, wohlgeschichtete Kalke, welche über die Triesting streichen und am linken Ufer den wie gebändert erscheinenden Berg zusammensetzen.

Bei Kilometer 10·4 folgt ein Einschnitt in stark klüftigem, dolomitischem Kalk („Dolomit"), dessen hora 1—2 streichende Bänke steil nach Ost einfallen.

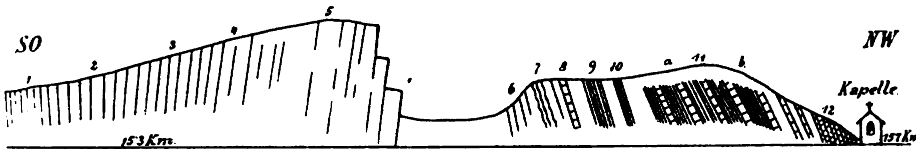
Nun folgt das weite Thalbecken von Berndorf-Pottenstein, erfüllt von jungtertiären Schottermassen und Conglomeraten über kohlenführendem Süsswasser-Tegel (im Süden und Südwesten von Berndorf). Bei Pottenstein tritt die Bahnlinie wieder an die dolomitischen Gesteine hinan.

---

[1]) Ueber dieses Vorkommen von Grunder Schichten habe ich in Nr. 12 der Verhandlungen von 1884 berichtet. Bezüglich der Notiz von Herrn R. Handmann in Nr. 7 der Verhandlungen 1885 (pag. 188), in welcher dieser so freundlich ist, meine Angaben im Allgemeinen zu bestätigen, muss ich wiederholen, dass die von mir gegebenen Mittheilungen über die Einschlüsse in der „weissen", „weisslichbraunen" und „bräunlichen" Schichte (3 und 4 meines kleinen Profiles) Schlemmungsergebnisse sind. Es wurden hierzu nur Stücke verwendet, welche, frisch entblössten Aufschlüssen entnommen, eine Beimengung aus den Hangendschichten (2 in meinem Profile) vollkommen ausschlossen. Diese Schlemmergebnisse lieferten mir aus den Schichten 3 und 4 wohl *Neritinen*, aber keine Spur von *Cerithium pictum Bast.*

An der Thalenge daselbst (bei Kilometer 15·3) sind auf beiden Seiten des Thales Kalke aufgeschlossen, welche steil aufgerichtet und als Dachsteinkalk auf Bittner's Karte eingetragen sind. Im Texte (pag. 189) wird hier das Vorkommen von Korallen und Gastropodendurchschnitten zeigendem grauen Kalk angeführt und werden vorzugsweise die Verhältnisse an dem Fusswege oberhalb des Eisenbahneinschnittes besprochen, wobei als anstehend die Rissoenkalke und Brachiopoden führende Bänke in den tieferen Lagen angeführt werden. (Mit *Terebratula pyriformis Sss., Waldheimia norica Sss.* (Jugendexemplare) und *Cardita sp.*) Auch das Vorkommen von Mergelkalk (mit *Pecten Schafhäutli Winkl.*) in Blöcken über dem Dachsteinkalk wird angegeben. Im Nachfolgenden gebe ich eine kleine Skizze von den im Eisenbahneinschnitte aufgeschlossenen Gesteinsfolgen. (Fig. 5.)

Fig. 5.



Profil in der Enge oberhalb der Station Pottenstein.

1. Grauer dichter weissaderiger Kalk (Dachsteinkalk) wohlgeschichtet. 2. Gelblich verwitternder (etwas mergeliger) Kalk. 3. Desgleichen mit Spuren von Pinna-Schalen. 4. Lithodendronkalke mit Cidaritenstacheln. 5. Undeutlich geschichteter Lithodendronkalk mit rothen mergeligen Einschlüssen; Cidaritenstacheln und Pinna-Schalentrümmer. (1—5 fast saiger aufgerichtet.) 6. Kalk mit mergeligen Zwischenmitteln. 7. Mergeliger Kalk mit unebenen, wulstigen Schichtflächen, in Knollenkalk übergehend. Bivalven führend. 8. Kalkbank mit Korallendurchschnitten. 9. Mergel mit *Avicula contorta*, neben *Plicatula intusstriata*. *Cardium rhaeticum*, *Waldheimia sp.* etc. 10. Dünnplattiger Mergel mit vielen plattgedrückten Pelecypoden-Schalen. 11. Feste Kalkbänke mit dünnplattigen Kalkmergeln wechsellagernd. *a* Mergelschiefer mit *Avicula contorta*. *b Gervillia* führender Kalkmergel. 12. Mergelige Kalke mit *Holopella- (Rissoa-)* artigen hochgewundenen Gastropoden, bankweise förmlich davon erfüllt. (Die mergeligen Partien sind stets zu Rutschungen geneigt.) (6—12 steil nach NW. einfallend.)

Auf der linken Thalseite streichen die Dachsteinkalke hora 3 und fallen mit 60° nach SO.

Ein Vorkommen rhätischer Fossilien wäre ausserdem noch zu erwähnen: Rechts von dem Wege aus dem Furtherthale nach Grabenwegdörfel (vor der „Bruthenne"). Dort, wo das anstehende Vorkommen von Lunzer Sandstein nachgewiesen werden konnte, führt aus dem tiefen Hohlwege ein Waldweg auf ein kleines Plateau, einem Ausläufer des Wurzener Zuges. Ueber dolomitischen Kalken und zuckerkörnigem Dolomit trifft man hier scharfkantige Blöcke von echtem grauen Lithodendronkalk, neben solchen mit Brachiopoden und Bivalven der Starhemberger Schichten.

Es konnten hier aus verschiedenen Blöcken gesammelt werden:

Terebratula sp.
Rhynchonella sp.
Rhynchonella cornigera Schafh. (gutes Exemplar).
Anomia alpina Winkl.
Ostrea Haidingeriana Emm.
Pecten sp.

Es deutet dies auf ein isolirtes Vorkommen zwischen jenen beim Hainthaler (Bittner, l. c. pag. 195) und bei Rohrbach (Lindkogl. Westfuss [Bittner, l. c. pag. 190]).

Einen Block mit Korallendurchschnitten fand ich auch unmittelbar hinter dem Werksgebäude bei der Bruthenne, offenbar von der darüber befindlichen Höhe herstammend.

Fossilienführung im Bereiche des Hauptdolomits fand ich an zwei Stellen:

1. Auf dem Wege, der vom Hocheck (1036 Meter) gegen SSO. nach Furth hinabführt, wurden nahe der Höhe zuerst Blöcke mit undeutlichen Pelecypoden, dann lichtgrauer Kalk mit Holopellen, weiters gelbliche, mergelige Plattenkalke mit vielen kleinen Pelecypoden gefunden. Aus den letzteren Vorkommen konnten gewonnen werden kleine Exemplare von

Cardita spec. ind.
Myophoria sp., ähnlich *Myophoria Reziae Stopp.*
Cardinia sp. (ähnlich den „Vorläufern" Quenst., Taf. 1, Fig. 12, 13).
Avicula spec. ind.

Auch Lithodendronkalk wurde über dem Dolomit angetroffen. Der letztere wird dann nach abwärts weithin herrschend.

Ein ähnliches Verhalten konnte ich auch auf der Kammhöhe zwischen dem unteren Further- und Triesting-Thale einer- und dem „Grabenweg"-Thale anderseits, südlich von „Kuhberg" der Karte verzeichnen.

Hier finden sich mitten im Gebiete des „Hauptdolomits", auf dem „Pottensteiner Wege", von Weissenbach gegen Pottenstein:

1. graue späthig-aderige Kalke, in mächtigen Bänken mit vielen kleinen Holopellen, ein Vorkommen ähnlich jenem oberhalb Pottenstein, am rechten Triestingufer.

2. Darüber treten muschelführende, dünnplattige Kalke auf.

3. Findet man grauen Breccienkalk mit rothen Kluftausfüllungen.

4. Weiterhin gegen O. folgen lichtgraue, wie gebändert aussehende Kalke, mit vielen undeutlichen Fossilien und sodann

5. steil aufgerichtete Bänke von grauem Kalk mit Spuren von Korallen („Lithodendronkalk"). Streichen NS. bei steilem Einfallen gegen O.

6. In einer splitterig brechenden, wohlgeschichteten Partie des Kalkes fand sich das Bruchstück einer *Pinna*. Ausserdem konnte eine kleine *Myophoria sp.* (ähnlich der *Myophoria Reziae Stopp.*) und zahlreiche Exemplare von *Turbo solitarius Ben.* gesammelt werden (zumeist nur als Steinkerne erhaltene kleine Individuen).

7. Mergelige Kalke über gelblichem, beim Schlagen stäubendem Dolomit.

5. Rhät und Lias bei Rohrbach (am Westfusse des hohen Lindkogels).

Bei Rohrbach gibt Bittner in Uebereinstimmung mit der älteren Karte das Vorkommen von Lias-, Jura- und Dachsteinkalk über Hauptdolomit an. Auf pag. 190 führt er auch nach Stur (Steiermark, pag. 408) das Vorkommen von Kössener Schichten an.

„Das isolirte Rhätvorkommen bei Rohrbach unweit Schwarzensee wird von rothen Crinoidenkalken begleitet, in denen neben schlecht erhaltenen Brachiopoden häufig eine *Avicula* auftritt, die der *Avicula inaequivalvis Sow.* nahe steht" (l. c. pag. 216).

Ueber das Vorkommen oberjurassischer Schichten bei Rohrbach heisst es auf pag. 224: „Die rothen schönen Breccienmarmore von da dürften dem Dogger zufallen, sie enthalten spärliche Bruchstücke von Phylloceraten. In der Nähe werden auch lose Stücke eines schönen, dichten, rothen Kalkes gefunden, der lebhaft an Hallstätter Marmor erinnert. Er enthält ausser zahlreichen Crinoidenarten, sehr kleinen Bivalven und Phylloceraten ein Jugendexemplar eines Ammoniten, der dem *Stephanceras coronatum Brug.* jedenfalls sehr nahe steht."

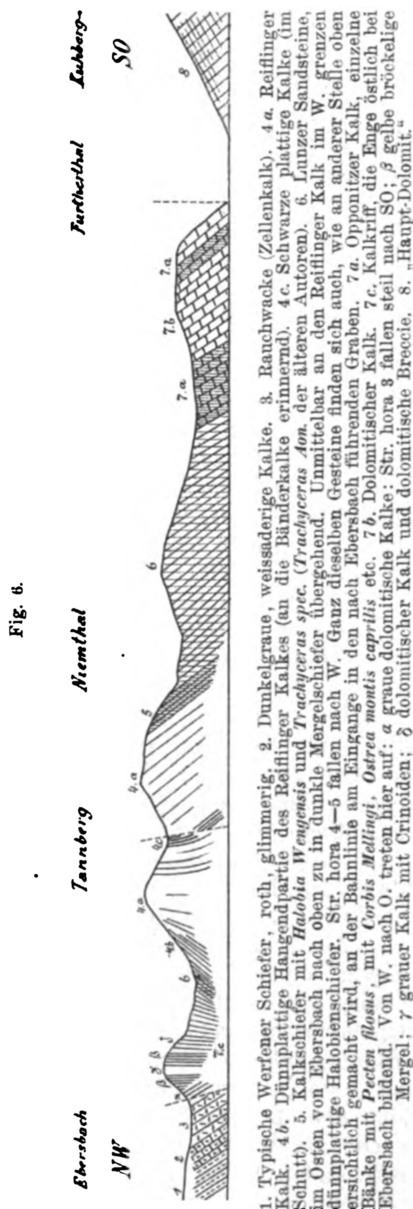
Im Nachfolgenden einige Angaben, welche ich über die in der Gegend von Rohrbach angestellten Beobachtungen machen kann.

Im Osten des Dernberges fand ich den dolomitischen Kalk („Hauptdolomit") etwas weiter reichend, als die Karte angibt, auch konnte ich Spuren des Vorkommens des Opponitzer Horizontes im Liegenden der dolomitischen Kalke finden (mit Bivalven).

In dem kleinen Seitengraben, der von der „Schwarzenseer Halde" herabzieht und unterhalb Rohrbach ausmündet, fand ich mergelige Kalke mit *Plicatula intusstriata.* Dieselben Gesteine finden sich auch an dem Fahrwege unmittelbar am unteren Ende des Dörfchens, und zwar hier, wie es scheint, unmittelbar über dem Hauptdolomit, Fossilien führend. Neben

Cardium rhaeticum Mer. fanden sich
Modiola Schafhäutli Stur und in grosser Anzahl
Avicula Kössenensis Dittm. neben
Terebratula sp.

Fig. 6.



1. Typische Werfener Schiefer, roth, glimmerig. 2. Dunkelgraue, weissaderige Kalke. 3. Rauchwacke (Zellenkalk). 4 *a*. Reiflinger Kalk. 4 *b*. Dünnplattige Hangendpartie des Reiflinger Kalkes (an die Bänderkalke erinnernd). 4 *c*. Schwarze plattige Kalke (im Schutt). 5. Kalkschiefer mit ***Halobia Wengensis*** und ***Trachyceras spec.*** (*Trachyceras Aon.* der älteren Autoren). 6. Lunzer Sandsteine, im Osten von Ebersbach nach oben zu in dunkle Mergelschiefer übergehend. Unmittelbar an den Reiflinger Kalk im W. grenzen dünnplattige Halobienschiefer. Str. hora 4—5 fallen nach W. Ganz dieselben Gesteine finden sich auch, wie an anderer Stelle oben ersichtlich gemacht wird, an der Bahnlinie am Eingange in den nach Ebersbach führenden Graben. 7 *a*. Opponitzer Kalk, einzelne Bänke mit ***Pecten filosus***, mit ***Corbis Mellingi***, ***Ostrea montis caprilis*** etc. 7 *b*. Dolomitischer Kalk. 7 *c*. Kalkriff, die Enge östlich bei Ebersbach bildend. Von W. nach O. treten hier auf: *α* graue dolomitische Kalke: Str. hora 3 fallen steil nach SO; *β* gelbe bröckelige Mergel; *γ* grauer Kalk mit Crinoiden; *δ* dolomitischer Kalk und dolomitische Breccie. 8. „Haupt-Dolomit."

Ausserdem wurden hier gesammelt, u. zw. in echtem Kössener Gestein:

Lima praecursor Quenst.
Pecten cf. acuteauritus Schafh.
Anomia cf. Montilleti Stopp.
Terebratula pyriformis Sss.
Waldheimia norica Sss.
Spirigera oxycolpos Emm.
Spiriferina Kössenensis Zugm.
Rhynchonella fissicostata Sss.
Rh. cornigera Schafh.
Cidaris spec. ind.

Auf dem Wege von der Schwarzenseer Halde nach Steinhütten (Rohrbach NW.) stehen am Waldrande graue Kalke (im Gebiete des Hauptdolomites der Karte) an, in welchen, neben kleinen nicht näher bestimmbaren Bivalven (Cardita- und Myacitesähnliche Dinge), ein kleines Pycnodonten-Zähnchen gefunden wurde.

Die Rhät-Gesteine und der Hauptdolomit bilden hier auch das Liegende der Liasbildungen, wie sich deutlich erkennen lässt in dem engen Graben, der zwischen den beiden obersten Schollen der sogleich zu besprechenden rothen Liaskalke gegen NO. hinaufführt. In diesem Seitengraben fanden sich plattige mergelige Kalke und darin ein wohl erhaltenen Exemplar von *Cardium rhaeticum Mer.*

Das von Rohrbach kommende kleine Wässerchen fliesst unterhalb des Dorfes in einem engen, üppig grünen Wiesenthale hin, dessen linkes Gehänge eine Strecke weit gebildet wird von grell roth gefärbten, mit steilen Mauern abstürzenden Kalkschollen, welche auch gegen NO. hin von einem wiesigen Grund begrenzt sind, welcher sie trennt von den steil abfallenden Dolomithängen des hohen Lindkogels.

Die erste dieser Schollen besteht aus einem rothgefärbten körnigen Crinoidenkalke. Derselbe ist in einem Steinbruche aufgeschlossen. Ausser den Crinoiden fand ich nur spärliche Anzeichen des Vorkommens von *Spiriferina cf. alpina Opp.* und eine kleine *Rhynchonella.*

Der erwähnte erste Seitengraben wird rechts von dem Crinoidenkalk, links von steil abstürzendem, bunt (roth) gefärbtem Breccienkalk begrenzt, der in einem alten Steinbruch aufgeschlossen ist und dessen Bänke fast horizontal liegen. Die dritte Scholle besteht wieder aus rothem, späthigem Crinoidenkalk.

Unmittelbar daran grenzt dann thalabwärts Hauptdolomit, dessen gewaltiges Blockwerk einem Bergsturz seine Entstehung verdankt.

Sehr verbreitet sind an der Grenze gegen den Lias Dolomit-Breccien.

Am rechten Ufer des „Rohrbaches“ zieht sich eine verhältnissmässig schmale, bergwärts ringsum an Hauptdolomit angepresste Liasscholle hin, welche eine weit geringere Ausdehnung besitzt, als die gegenüberliegenden. Die Gesteine dieser Scholle sind theils wieder Crinoidenkalke von grellrother Färbung, theils aber rothe, gelbfleckige und knollige Arietenkalke der Enzesfelder Schichten, und zwar der Zone des *Arietites rotiformis Sw.* Gegenüber dem erstgenannten Steinbruche am linken Ufer gelang es mir, in den tafelförmigen Blöcken der anstehenden Kalke der Enzesfelder Facies eine ziemlich reichhaltige und sehr individuenreiche Fauna zu Tage zu fördern.

Das geschilderte Auftreten der Liaskalke unterhalb Rohrbach — es zieht sich, wie gesagt, dem Graben entlang von NW. nach SO., also etwas abweichend von der bisherigen Einzeichnung, hin — mit ihren vertikalen, auf Klüfte zurückzuführenden Wänden und mit ihrer allseitigen Umgrenzung (zum Theil durch innige Anpressung) von

Hauptdolomit, mit den rhätischen mergeligen Kalken in ihrem Liegenden, liess mich an Ort und Stelle an eine mehrfach gebrochene Einsenkung („Grabenverwerfung“) denken.

Die brachiopodenführenden Crinoidenkalke scheinen die Hangendpartie des Rohrbacher Lias zu repräsentiren, darunter dürften die Breccienkalke zu liegen kommen, wie dies in dem oberen Steinbruche zu ersehen ist, wo thatsächlich die Crinoidenkalke nach unten in Breccienkalke übergehen, während dichte rothe Kalke mit spärlichen Crinoidendurchschnitten das unmittelbare Hangende der Enzesfelder Facies vorstellen dürften, die ihrerseits hier wohl ebenso, wie dies Stur für Enzesfeld selbst dargelegt hat (Steiermark, pag. 367 u. 368) unmittelbar über dem Kössener Schichten folgen mögen.

In den Breccienkalken war ich leider nicht so glücklich, trotz mancher Bemühung, etwas irgendwie Deutbares aufzufinden.

Fauna des unteren Lias von Rohrbach.

Sphenodus spec. (1 Ex.).
Belemnites spec. ind. (in einigen Querschnitten).
Atractites (Phragmokon).
Nautilus cf. lineatus Sow.
„ *striatus Sow.* (5 Ex.).
„ *intermedius Sow.*
Amaltheus nov. form.
Lytoceras cf. Cziczeki Hauer.
„ *nov. form.*
„ *spec. ind.*
Phylloceras nov. form.
Aegoceras marmoreum Opp.
„ *scolioptychum Wähner* 3 Ex. (Wähner: Beiträge zur Kenntn. d. unt. Lias, Taf. XXIII, Fig. 13, 14.)
„ *ventricosum Sow. (Canav)* (Wähner l. c. Taf. XXIII, Fig. 7—10.)
„ „ „ „ *var. Wähner* (Taf. XXIII, Fig. 12.)
Arietites rotiformis Sow. (s. h.).
„ *cf. bisulcatus Brug.*
„ *nov. form. (Arietites Conybeari Hauer; cf. latisulcatus Quenst.)*
„ *nov. form.*
Ammonites Petersi Hauer.
Discohelix orbis Rss. sp. (2 Ex.).
Turbo cf. atavus Ch. u. Dew. (etwas grösser, auch an *T. obesus Terq.* erinnernd, 3 Ex.).
Pleurotomaria anglica Sow. (s. h.).
„ *sp.* (sehr ähnlich *Pl. rottelaeformis Dunker*, 3 Ex.).
„ *sp.* (kleine Form, 6 Ex.).
„ *sp.* (hochgewunden, 3 Ex.).
Cuculaea aff. hettangiensis Terq.
Avicula inaequivalvis (4 Ex.).
„ *(Monotis) cf. papyria Quenst.* (ähnlich auch *Monotis substriata Quenst.*, 1 Ex.).
„ *(?) spec. (nov. form.*, 2 Ex.).
Pecten cf. glaber Ziet. (= P. calvus Gldf. — s. h.).

Pecten cf. strionalis Quenst. (1 Ex.).
„ *dispar Terq.*
„ mehrere gerippte Formen an *P. Rollei Stol., P. palosus Stol.* u. *P. verticellus Stol.* anschliessend.
„ *nov. form.* (gestreifte Form mit grossen Ohren).
Lima Deslongchampsi Stol. (s. h.).
„ *sp. (nov. form.* Glatt mit sehr zarter concentrischer Streifung, 1 Ex.).
Spondylus liasinus Terq.
Anomia striatula Opp. (2 Ex.).
Ostrea sp. ähnlich *Ostrea irregularis Gldf.*
Waldheimia mutabilis Opp.
„ *aff. Ewaldi Opp.*
Spiriferina tumida Buch (Quenst.) (1 Ex. mit auffallend tiefem Sinus, der in eine Art Schleppe verlängert ist, an *Sp. rostratus canaliculatus Quenst.* erinnernd, h.).
„ *obtusa Opp.*
„ *cf. alpina Opp.* (1 kleines Ex.).
Rhynchonella prona Opp. (1 Ex.).
„ *belemnitica Quenst.* (2 Ex.).
„ *Fraasi Opp.* (1 Ex.).
„ *aff. rimata Opp.*
„ *cf. plicatissima Quenst.*
„ *sp.* (ähnlich der *Rh. Alfredi Neum.*, aber nur halb so gross, 2 Ex.).
Pentacrinus cf. subangularis Mill.
„ *cf. scalaris Quenst.*

Erwähnt sei hier das isolirte Vorkommen von dunkel grauschwarzen Kalken neben sehr harten grobkörnigen Quarzsandsteinen und schwarzen sandigen, von weissen Adern durchzogenen Kalken (in einem Wassergraben südöstlich vom Maierhof [Rohrbach N] aufgeschlossen), welch letztere lebhaft an gewisse Gesteinsabänderungen der Grestener Schichten erinnern. Es wurde hier neben wenigen unbestimmbaren Fossilspuren nur ein *Pecten sp.* gefunden, der gleichfalls an gewisse Formen aus den Grestener Schichten erinnert.

Auf dem Wege von Rohrbach nach Süden über den Gibisbühel und das rothe Kreuz zum Wolfgeist und zur Spinnfabrik oberhalb Pottenstein fand ich in dem Gebiete der hier so weit ausgedehnten Geröllanhäufungen („Jungtertiärer Schotter“ auf Bittner's Karte) zuerst beim Göbelbauer einen Block von Enzesfelder Kalk, sodann am Nordfusse des Rückens, auf dessen Sattelhöhe das rothe Kreuz steht, neben den Sandsteinrollstücken viele Blöcke von grauem weissadrigen Kalk (wie Dachsteinkalk). Es scheint hier der anstehende Kalkstein aufzutauchen, ähnlich so wie weiterhin im SO. am Schlatten der Hauptdolomit hervortritt.

Dort, wo der Promenadeweg (gegen Pottenstein hinführend) beginnt (am Wege zum Wolfgeistbauernhause), finden sich isolirt auf der Höhe horizontale Bänke eines Kalkconglomerates, welches mich an Ort und Stelle lebhaft an das Congerienconglomerat beim Richardshofe erinnerte, oder an gewisse feinkörnige Varietäten der Conglomerate von Lindabrunn. Auch unmittelbar oberhalb des Bauernhauses findet sich ein ganz ähnliches Conglomerat in leicht gegen SO. geneigten Bänken, links vom Wege.

Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Central-Alpen.

Von **Friedrich Teller.**

Im Verlaufe der geologischen Aufnahmsarbeiten, welche mich in den Jahren 1878—1883 mit der Zusammensetzung und dem Bau eines Theiles der Tiroler Central-Alpen bekannt gemacht haben, bot sich wiederholt Gelegenheit, porphyritische Eruptivgesteine zu beobachten, welche in Form von schmalen Gängen die verschiedensten Glieder der krystallinischen Schichtenserie durchsetzen. Intrusionen dieser Art konnten zunächst im Adamello-Gebiete constatirt werden, sie fanden sich sodann wieder im Bereiche des Brixener Granitwalles, und zwar sowohl in dessen westlichstem Ausläufer zwischen Pens und Passeyerthal, wie in seiner mächtigeren Osthälfte, dem Granitterritorium des Pusterthales — ferner in der Gebirgsgruppe zwischen Ahren- und Iselthal, der sogenannten Antholzer Gruppe, und endlich im Gebiete der Thonglimmerschieferzone des Pusterthales. Bald sind es massige, bald geschichtete Gesteine, in welchen diese Porphyrite zu Tage treten; sie durchsetzen sowohl die granitischen Kernmassen, wie ihre Gneissglimmerschieferumhüllung, sie durchbrechen die Gesteine der jüngeren Phyllitzone des Pusterthales und in der südlichen und westlichen Umrandung des Adamello reichen derartige Intrusionen sogar noch in permische und triadische Schichtencomplexe hinauf. Ihre durchgreifende Lagerung ist in allen Fällen klar ausgesprochen, Veränderungen des Nebengesteines konnten jedoch nirgends nachgewiesen werden.

An dem Aufbau des Gebirges nehmen diese Eruptivbildungen keinen hervorragenden Antheil, denn ihre Mächtigkeit erreicht nur selten den Betrag von einigen Metern, und auch in der Richtung ihres Streichens sind sie nirgends auf eine bedeutendere Längserstreckung hin zu verfolgen. Damit steht die Thatsache im Zusammenhange, dass eine nicht geringe Anzahl der Punkte, an denen solche Intrusionen beobachtet werden konnten, auf die Kamm- und Gipfelregion des Hochgebirges entfällt, wo der Mangel von Schutt- und Humusbedeckung einen ungehinderten Einblick auch in die feineren Details der Zusammensetzung des Felsuntergrundes ermöglicht. Auch in Bezug auf Fragen

tectonischer Natur kommt diesen Gangmassen ihrer untergeordneten Mächtigkeitsverhältnisse wegen keine besondere Bedeutung zu. Ein allgemeineres geologisches Interesse erwecken dieselben nur im Hinblicke auf ihr ausgedehntes Verbreitungsgebiet, das sich (bei einheitlichem petrographischem Charakter des Gesteinsmateriales) entlang dem südlichen Rande der krystallinischen Mittelzone aus Südwesttirol durch das Eisackgebiet hindurch bis an die östlichsten Grenzmarken des Landes erstreckt. Aus dem Adamellogebiete und aus dem Pusterthale liegen völlig übereinstimmende Gesteinsabänderungen vor. Hiezu kommt noch der bereits oben berührte Umstand, dass ein und derselbe Gesteinstypus nicht selten in Schichten sehr verschiedenen Alters gangbildend auftritt. Besonders lehrreich sind in dieser Beziehung die Verhältnisse im Adamello-Gebiete, wo eine bestimmte, petrographisch sehr gut charakterisirte Porphyritvarietät Intrusionen im Gneiss- und Glimmerschiefermantel des Tonalits, in permischen Grünschiefern und in unter- und mitteltriadischen Ablagerungen bildet.

Thatsachen dieser Art führen unmittelbar zur Frage nach dem Alter dieser Intrusionen hinüber. Bei der oft überraschenden Gleichartigkeit der Gesteinsentwicklung an räumlich weit auseinander liegenden Beobachtungspunkten und der Uebereinstimmung, welche in Bezug auf Lagerungsform und Mächtigkeitsverhältnisse der Vorkommnisse besteht, läge es zwar nahe, alle diese Bildungen als Producte einer Eruptionsepoche aufzufassen; zu begründen vermögen wir jedoch eine solche Auffassung durch die bis heute vorliegenden Daten nicht. Die Gleichartigkeit der geologischen und petrographischen Erscheinungsform ist eben noch kein Beweis für die chronologische Identität. In Bezug auf die hier berührte Frage können wir vorläufig nur die Thatsache constatiren, dass die granitischen Kernmassen und ihre Gneissumrandung das älteste, — Ablagerungen der mittleren Trias das jüngste Glied der von den Porphyriten durchbrochenen Gebirgsformationen darstellen.

Die Gesteine der besprochenen Gangbildungen lassen bei aller Variabilität in den Details doch einen gewissen einheitlichen Grundcharakter nicht verkennen. Auf den Karten und in den vorläufigen Berichten wurden sie daher auch durchwegs unter der generellen Bezeichnung Porphyrit zusammengefasst. Inwieweit dieser Vorgang berechtigt war, konnte erst auf Grund einer sorgfältigen petrographischen Untersuchung des Gesammtmateriales entschieden werden. Herr Baron von Foullon unterzog sich auf meine Bitte dieser mühevollen Aufgabe und die Resultate seiner Untersuchungen, welche den Inhalt des nächstfolgenden Aufsatzes in dem vorliegenden Hefte des Jahrbuches bilden, haben das auf den äusseren Habitus der Gesteine gegründete erste Urtheil bestätigt und in überzeugender Weise dargethan, dass dem einheitlichen geologischen Charakter dieser Eruptivbildungen thatsächlich auch ein enger verwandtschaftlicher Verband in ihrer petrographischen Entwicklung entspreche. Die Gesteine liessen sich ungezwungen zu einer Reihe ordnen, welche von einem normalen Quarzglimmerporphyrit durch Zurücktreten des Quarz- und Glimmer-Gehaltes einerseits und Anreicherung eines häufigen accessorischen Bestandtheiles, des Augits, andererseits allmälig zu solchen Gesteinstypen hinüberführt, welche den Uebergang zum Diabasporphyrit vermitteln. Die Endglieder dieser Reihe, wie sie

z. B. auf der einen Seite durch die hellen, im äusseren Habitus an Tonalit erinnernden Quarzglimmerporphyrite bei St. Johann im Walde (Iselthal), auf der anderen durch die dunkeln, augitreichen und quarzarmen Porphyrite aus dem Granitgebiete von Vintl und Mühlbach repräsentirt werden, stellen allerdings, für sich allein betrachtet, schon äusserlich recht verschiedene Gesteinstypen dar. In der That hat auch A. Pichler für den letztgenannten Porphyrittypus einen besonderen Namen: „Vintlit" vorgeschlagen, während der Quarzglimmerporphyrit von St. Johann im Walde, wie wir sehen werden, aller Wahrscheinlichkeit nach dem „Töllit" desselben Autors entsprechen dürfte. In dem Maasse, als das einschlägige Gesteinsmaterial mit dem Fortschritte der Begehungen an Umfang zunahm, schoben sich jedoch zwischen die vorgenannten extremen Ausbildungsformen des porphyritischen Grundtypus allmälig so zahlreiche vermittelnde Glieder ein, dass der innige petrographische Zusammenhang der einzelnen Vorkommnisse untereinander immer klarer hervortrat, die Verwendbarkeit besonderer Localnamen dagegen mehr und mehr in Frage gestellt wurde.

Baron v. Foullon's Darstellungen fussen naturgemäss auf einem rein petrographischen Eintheilungsprincip. Für die geologische Schilderung der Vorkommnisse empfahl sich dagegen eine Anordnung auf geologisch-topographischer Grundlage. Die folgenden Mittheilungen gliedern sich demgemäss in 4 Abschnitte, welche behandeln: I. Das Gebiet des Adamello. II. Das Gebiet des Brixener Granites (im weitesten Sinne). III. Den Gebirgsabschnitt zwischen Ahren- und Iselthal (Antholzer Gruppe). IV. Das Thonglimmerschiefergebiet des Pusterthales.

Da es sich hier nicht einfach um eine statistische Aufzählung der Vorkommnisse handelte, sondern wesentlich um die Klärung der geologischen Stellung der Porphyritdurchbrüche, erschien es nicht selten nothwendig, Erörterungen über die allgemeinen geologischen Verhältnisse des jeweiligen Funddistrictes einzuschalten. In einzelnen Fällen (Corno alto, Antholzer Gruppe etc.) erschien sogar zum besseren Verständniss eine grössere Ausführlichkeit in dieser Richtung geboten.

I. Das Gebiet des Adamello.

a) Porphyritgänge im Granit des Corno alto.

Zwischen Val di Genova im Norden und Val di Borzago im Süden erhebt sich westlich von Pinzolo im Rendenathale eine breite, mit steilen Böschungen gegen die genannten Tiefenlinien abdachende Gebirgsmasse, welche auf ihrem domförmig aufgewölbten Rücken die auf der Specialkarte als Corno alto (2266 Meter), La Cingla (2400 Meter) und Costaccio (2423 Meter) bezeichneten Hochgipfel trägt. Von den Haupterhebungen des Adamello, beziehungsweise den über die Vedretta di Laris nach Osten ausstrahlenden Tonalitkämmen wird diese Berggruppe durch den tiefen Einschnitt des zweiarmigen Val Seniciaga in der Weise geschieden, dass sie als ein orographisch selbstständiges Gebilde erscheint. Diese Scheidung, sowie die eigenthümliche Reliefbildung der genannten Gebirgsmasse sind in deren geologischen Aufbau wohlbegründet. Zwei Touren, welche mich als Sectionsgeologen

gelegentlich der Aufnahme des Adamello durch Herrn Oberbergrath G. Stache auf den Corno alto und in's Val Seniciaga führten, haben ergeben, dass die vorerwähnten Hochgipfel aus Granit bestehen, der dem Val Seniciaga entlang durch eine breite Zone von Phyllitgneiss von der Tonalit-Granit-Masse des Adamello abgetrennt ist.

Der Granit des Corno alto ist ein grob- bis mittelkörniges, selten feinkörniges Gestein, das sich durch einen reichlichen Gehalt an Kaliglimmer schon makroskopisch sehr scharf von den übrigen, fast ausschliesslich Biotit führenden granitischen Gesteinstypen des Adamello unterscheidet. Im Westen des Val Rendena ist bisher kein einziges dem zweiglimmerigen Granit des Corno alto analoges Gesteinsvorkommen bekannt geworden. Im Osten der Rendenaspalte taucht der Granit des Corno alto jedoch abermals als eine selbstständige Kuppel aus der Phyllitgneisshülle empor. Er bildet die orographisch scharf umschriebene Erhebung des Monte Sabion, den Culminationspunkt des langgestreckten Bergrückens, an dessen Fusse Pinzolo liegt.

Ueber die Altersstellung der Granite des Corno alto, gegenüber den Tonaliten und Graniten des Adamello — eine Frage, die sich uns hier zunächst aufdrängt —, ist es nicht so leicht eine einigermassen sicher zu begründende Anschauung zu gewinnen. Im Norden und Osten bildet ein mächtiger Gürtel von Tonalitgneiss die Umrandung der genannten Granitmasse. Längs des Weges, der von der Glasfabrik am Ausgange des Val di Genova zur Malga di S. Giuliano emporführt, erreicht man erst in ungefähr 1600 Meter Seehöhe die Grenze gegen den Corno alto-Granit. Die Tonalitgneisse fallen hier unter mittleren Neigungswinkeln nach SSO., also unter den Granit ein, und dieser selbst zeigt gerade in der Grenzregion wiederholt eine mit dieser Fallrichtung correspondirende bankförmige Gliederung bei einer durchschnittlichen Neigung von 40—50°. Dieselbe Fallrichtung beobachtet man in den Tonalitgneissen, welche weiter in Ost den Ausgang des Val Seniciaga flankiren; die Tonalitgneisse erscheinen hier jedoch steiler, bis zu 60° aufgerichtet.

An der Abdachung des Corno alto gegen Pinzolo folgt die Tonalitgneissumrandung dieses Gebirgsstockes in ihrem Streichen nicht mehr der Richtung des Val di Genova, sondern jener des Rendenathales. Der ganze Complex scheint sich in spitzem Bogen um die NO.-Kante des Corno alto in der Weise herumzuschwingen, dass das Streichen aus der ONO.-Richtung sehr rasch in eine nordsüdliche Richtung übergeht. Hierbei bleiben aber die Lagerungsverhältnisse insoferne dieselben, als die wohlgeschichteten Tonalitgneissbänke auch hier noch unter die granitischen Gipfelmassen hinabtauchen. Bemerkenswerth erscheint hier ferner der Umstand, dass die Tonalitgneisse in den höheren Theilen des Gehänges, in der Isohypse von 1500 ungefähr, durch Zurücktreten der schwarzen Hornblendetafeln und schärfere Ausprägung der Parallelstructur allmälig in gemeine Biotitflasergneisse übergehen, die sodann die unmittelbare Unterlage des Granits darstellen. Derselbe Uebergang vollzieht sich in dem unteren Abschnitt des Val Seniciaga, und zwar noch im Bereiche der steilen Stufe, welche den Ausgang dieses Thales bezeichnet.

Die angeführten Daten aus der Nord- und Ostumrandung des Corno alto sprechen somit offenbar für die Ansicht, dass die Granite der Gipfelregion dieses Gebirgsstockes den Denudationsrest eines jüngeren, die gneissartige Hüllzone des Tonalits überlagernden Deckenergusses darstellen. Verfolgen wir nun aber die Verhältnisse in der Westumrandung des Corno alto.

Die Malga di San Giuliano, wie auch die beiden im Hintergrunde des Alpenkessels eingesenkten Seen, der Lago di San Giuliano und der Lago di Garzone, liegen in Granit. Derselbe beherrscht auch noch das ganze Sammelgebiet des weiter in West liegenden, tief eingeschnittenen Seitenarmes des Val Seniciaga und einen Theil des mit dem schroffen Felsgipfel 2278 der Sp. K. nach Nord vorspringenden Kammes, welcher den genannten Quellast von seinem Hauptthale trennt. Von diesem Gipfel ab zieht sich die Granitgrenze in flachem Bogen nach Süd zur Wasserscheide zwischen Val di Genova und Val di Borzaga und überschreitet dieselbe an dem Gipfel 2331, Ost vom Monte Fornace. Der angegebenen Granitgrenze in ihrem Verlaufe eng sich anschmiegend, streicht, wie schon oben bemerkt, eine breite Zone von Phyllitgneiss dem Seniciagathal entlang in's Val Borzaga hinüber. Der schroffe Felskamm des Monte Ospedale im Westen des Val Seniciaga besteht bereits aus Tonalit, ebenso der Hintergrund des Thaleinschnittes und der ihn südlich überragende Monte Fornace.

Die Lagerungsverhältnisse innerhalb dieser im Relief scharf sich ausprägenden Grenzzone zwischen Granit und Tonalit sind sehr complicirter Art. Im untersten Val Seniciaga, wo sich die Phyllitgneisse ganz allmälig aus jenen Biotitflasergneissen entwickeln, welche ihrerseits, wie schon oben bemerkt wurde, genetisch auf's Engste mit den Tonalitgneissen verknüpft sind, fallen dieselben mit in SSO geneigten Bänken unter den Granit des Corno alto ein. Je weiter man jedoch in's Val Seniciaga vordringt, desto steiler wird die Schichtenstellung; die Phyllitgneisse richten sich endlich zu senkrecht stehenden Bänken auf und am Fusse des Monte Ospedale sieht man sie deutlich unter die Tonalite der westlichen Thalumrandung einschiessen. Dieselben Lagerungsverhältnisse herrschen in dem Kammstück, welches Monte Costaccio und Fornace verbindet. Auch hier ruhen die Phyllitgneisse in steiler Schichtenstellung auf dem Granit des Corno alto auf und fallen andererseits nach West unter den Tonalit des Fornace ein.

Die Phyllitgneisse des Val Seniciaga erscheinen somit als ein zwischen Granit und Tonalit in steiler Stellung eingeklemmter Schichtgesteinsstreifen, der aus einer völlig senkrechten Aufrichtung im mittleren Abschnitte seiner nordsüdlichen Längserstreckung nach Art einer windschiefen Fläche einerseits in östliches, andererseits in westliches Verflächen umbiegt, so zwar, dass er an seinem Nordende das Liegende, an seinem Südende das Hangende der Granite des Corno alto darstellt. Die Lagerungsverhältnisse an dem erstgenannten Punkte des Val Seniciaga stehen mit jenen in der N- und NO-Umrandung des Corno alto-Granits in vollkommener Uebereinstimmung, während die Verhältnisse im oberen Val Seniciaga das gerade Gegentheil zu illustriren scheinen und die Vorstellung erwecken, dass der zweiglimmerige Granit das kuppelförmig emportauchende älteste, der Tonalit dagegen das jüngste Glied der vorliegenden Gesteinsfolge darstelle.

Welche von diesen beiden, zu principiell verschiedenen Anschauungen führenden Regionen der Beobachtung für die Beurtheilung des Alters der Granite des Corno alto als massgebend zu betrachten sei, wird erst aus dem Zusammenhalte mit einigen allgemeineren, die Adamellogruppe als Ganzes betreffenden Erscheinungen klar.

Es ist aus Stache's [1]) Untersuchungen bekannt, dass in jenen Randabschnitten der Adamello-Presanellamasse, in welchen relativ wenig gestörte Lagerungsverhältnisse herrschen, wie z. B. in der Nord- und Nordostumrandung dieses Gebirgsstockes, über dem Tonalit zunächst flaserig struirte Gesteine von tonalitischem Habitus, die sogenannten Tonalitgneisse, lagern, welche nach oben, respective nach aussen, allmälig in gewöhnliche Biotitflasergneisse übergehen; aus diesen entwickeln sich sodann weiterhin jene an Feldspath ärmeren, an Glimmer reicheren, blätterig-schieferigen Gneisse, welche Stache als Phyllitgneiss bezeichnet hat. Das ist die Reihenfolge der Schichten in normal gebauten Abschnitten der Randzone. An der Ostseite des Adamello fehlt südlich vom Val di Genova auf eine lange Erstreckung hin jede Andeutung einer Tonalitgneisszone; an die massigen Tonalitgesteine schliessen hier unmittelbar Phyllitgneisse an, welche, wie die Aufschlüsse im Val di Borzago, Val di St. Valentino und Val di Breguzzo gezeigt haben, der Grenze zunächst mit steilem, westlichen Verflächen unter den Tonalit einschiessen. In der südlichen Fortsetzung dieses Abschnittes der Tonalitumrandung, im Hintergrunde des Val d'Arno (Seitenast des Val di Breguzzo) und des Val bona, treten triadische Sedimente, in bedeutender Mächtigkeit über die Phyllitgneissmasse übergreifend, unmittelbar an den Tonalit heran. Auch diese tauchen, wie das zuerst Lepsius [2]) beobachtet hat, mit zum Theil mässigen Einfallswinkeln unter den Tonalit hinab. Reyer [3]) hat diese Erscheinung mit seiner Theorie der Massenergüsse in Einklang zu bringen versucht und erklärt dieselbe aus einer Ueberstülpung der anlagernden Sedimente durch das in Folge innerer Nachschübe einseitig überquellende Magma. Ueberzeugender erscheinen mir die Auseinandersetzungen, welche Bittner [4]) an diese Erscheinungen knüpft. Nach ihm ist die Contactlinie zwischen Tonalit und Trias eine Linie von tectonischer Bedeutung und vollkommen analog jenen zahlreichen Längsstörungs- und Ueberschiebungslinien, welche die Tektonik des äusseren Sedimentwalles der Adamellomasse beherrschen. Bittner's Profile erläutern in trefflicher Weise die sich regelmässig wiederholende Erscheinung, „dass in der Richtung vom Aussenrande gegen das Innere des Gebirges in gewissen Abständen über sehr jungen Ablagerungen an Längsbrüchen von oft gewaltiger Sprunghöhe viel ältere Bildungen auftauchen. So am Monte Baldo über Eocän Haupt- und rhätischer Dolomit, bei Tignale und Tremosine über Scaglia Hauptdolomit, im Torrente Toffin über Scaglia

[1]) G. Stache, Die Umrandung des Adamellostockes. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1879, pag. 303.

[2]) R. Lepsius, Das westliche Südtirol. Berlin 1878.

[3]) E. Reyer, Die Eruptivmassen des südlichen Adamello. Neues Jahrb. für Miner. Beilage Band I, 1881, pag. 449.

[4]) A. Bittner, Geol. Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. Jahrb. geol. Reichsanst. 1881, pag. 365.

rhätischer Kalk und Mergel, an der Grenze zwischen der mittleren und westlichen Gaverdina Scholle über Scaglia und Eocän Grenzdolomit und — würde man eventuell hinzufügen müssen — über der oberen Trias des Monte Doja, Monte Rema und Cornovecchio endlich der Tonalit des Adamello." Bittner weist ferner noch auf die Analogie hin, welche die von Suess [1]) geschilderte Ueberschiebung am Südrande der Cima d'Asta-Masse mit diesen Verhältnissen darbietet.

Diese Thatsachen bilden in ihrer Gesammtheit wohl eine genügende Unterlage für die Ansicht, dass der Ostrand der Tonalitmasse des Adamello im Bereiche der Thäler von Breguzzo, St. Valentino und Borzago eine Bruch- und Ueberschiebungslinie darstelle, und zwar die innerste jener Reihe paralleler Störungslinien, welche den grossen Judicarienbruch begleiten. Die Lagerungsfolge: Corno alto-Granit, Phyllitgneiss, Tonalit, wie sie das obere Val Seniciaga und der Grenzkamm zwischen diesem und dem Val di Borzago aufschliesst, ist somit eine inverse, und der zweiglimmerige Granit des Corno alto kann daher nicht als das tiefste, sondern muss vielmehr in Uebereinstimmung mit den Verhältnissen, die wir in der Nord- und Ostumrandung des Corno alto-Gebietes beobachtet haben, in Wahrheit als das höchste Glied der Schichtfolge betrachtet werden. Wir kommen auf diesem Wege zu dem Schlusse, dass die zweiglimmerigen Granite des Corno alto und des Monte Sabion im Wesentlichen ein Altersäquivalent des Phyllitgneissmantels der Adamellomasse bilden, und zwar, wie die Aufschlüsse in der Ostumrandung des Corno-alto lehren, jener tiefsten Lagen dieses Complexes, die sich unmittelbar an die südliche Tonalitgneissumwallung der Presanella-Gruppe anschliessen.

Sowohl an der Ostseite des Corno alto, wie auch an dem Wege, der von der Glasfabrik im Val di Genova zu den Hütten von Plagna emporführt, begegnet man wiederholt vereinzelten Blöcken eines dunklen, durch grössere Feldspatheinsprenglinge licht gefleckten, porphyritischen Gesteins. Die besonders an der Nordabdachung des Corno alto in ausgezeichneter Weise entwickelte Rundhöckerbildung, sowie das Vorhandensein schmaler Terrassen mit auflagernden Moränenresten, die unter anderen auch zweifellos Materialien aus dem Hintergrund des Val di Genova umschliessen, mahnen hier in Bezug auf bestimmtere Muthmassungen über die Herkunft dieser Findlinge noch zu grosser Vorsicht.

Hat man den Thalschluss des Alpenkessels erreicht, in welchem der Lago di Giuliano und der Lago di Garzone eingebettet sind, und steigt von hier zu der Einsattlung empor, welche nördlich von der Cingla den Uebergang zum Lago di Vacarsa vermittelt, so findet man dieselben Porphyritgesteine in grösserer Häufung wieder. Hier bilden sie deutlich einen Gemengtheil der vom Cinglakamm herabziehenden Schutthalden und es kann somit keinem Zweifel unterliegen, dass an der NW-Seite dieses dem Granit des Corno alto zufallenden Hochkammes Porphyrite anstehend zu beobachten sein müssen. Dass es sich hier um Gesteine handelt, die den Granit durchquert haben, geht schon aus dem Umstande hervor, dass einzelne dieser Porphyritblöcke Fragmente von zweiglimmerigem Granit umschliessen. Porphyritblöcke

[1]) E. Suess, Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzungsber. d. kais. Ak. d. Wissensch. Wien 1868. Bd. LVII, pag. 9.

sind auch über die östliche Abdachung dieser Einsattlung ausgestreut. Steigt man hier zum Lago di Vacarsa hinab, so beachtet man eine kurze Strecke unterhalb der Jochhöhe, inmitten des vegetationsarmen Felsterrains gut aufgeschlossen, einen scharf begrenzten, nahezu 1 Meter breiten Porphyritgang, der schief aufsteigend mit NNO-Streichen den Granit durchsetzt. Aus diesem Fundpunkte und der Verbreitung des Absturzmaterials an der NW-Seite der Cingla dürfen wir also schliessen, dass innerhalb der Granitscholle des Corno alto mindestens an zwei Stellen Porphyritgesteine zum Durchbruch gelangt seien, und zwar soweit hierüber Beobachtungen angestellt werden konnten, unter Verhältnissen, welche auf einen Parallelismus der Intrusionsspalte mit der Richtung der Judicarienbrüche hinweisen.

Die porphyrischen Gesteine des Corno alto Gebietes sind nach Baron Foullon's Untersuchungen als Quarzglimmerporphyrite zu bezeichnen, die sich durch gute Ausbildung der Feldspäthe in der Grundmasse und durch die einschlussreichen, zonal gebauten Hornblenden recht gut von den übrigen Gliedern dieser vielgestaltigen Gesteinsreihe unterscheiden lassen. Die in Foullon's Detailschilderungen unter der Bezeichnung „Lago di Vacarsa“ angeführten Gesteine stammen von der anstehend beobachteten Intrusionsmasse. Das Material mit den Localitätsangaben „Westseite des Joches zwischen Lago di Garzone und Vacarsa“ und „Corno alto“ entstammt losen Blöcken.

Den Quarzglimmerporphyriten des Corno alto-Gebietes in ihrer petrographischen Ausbildung zunächst verwandt sind nach Baron Foullon's Untersuchungen die porphyritischen Gesteine, welche Oberbergrath Stache im Gebiete des Pallobiathales (Val Camonica, Westseite des Adamello) und auf dem Wege zum Passo di Casinelle oberhalb der Malga Bissina im Daonethal gesammelt hat.

An dieser Stelle möchte ich endlich noch auf ein Vorkommen von Porphyritfindlingen aufmerksam machen, welches Vacek im Val d'Algone in der Nähe der im mittleren Abschnitte des Thales gelegenen Glasfabrik constatirt hat. Der Fundort legt die Vermuthung nahe, dass die Blöcke dem Granitgebiete des Monte Sabion entstammen. Die geologische Analogie zwischen Corno alto und Monte Sabion würde, falls sich diese Vermuthung bestätigen sollte, um ein weiteres Moment bereichert werden können. In ihrem mineralogischen Bestande entfernen sich die von Vacek gesammelten Gesteine des Val d'Algone allerdings nicht unbedeutend von den Quarzglimmerporphyriten des Corno alto. Sie sind nach Foullon's Untersuchungen als Quarzporphyrite zu bezeichnen, welche durch ihren Reichthum an accessorischem Augit bei geringem Quarzgehalte bereits einen Uebergang zum Diabasporphyrit anbahnen. So erscheinen sie als ein Glied einer anderen Reihe von porphyritischen Gesteinstypen, welche ihr Hauptverbreitungsgebiet im Bereiche des Brixener Granites besitzen. Auch dem Adamello ist dieser Typus übrigens nicht fremd. Er findet zunächst eine Vertretung in den Gängen des Piano della Regina (vergl. den folgenden Abschnitt), sodann aber in den porphyritischen Gesteinen, welche Stache im Val Gallinera, an der Vedretta di Lago d'Arno und an dem Ostgehänge des Val Camonica zwischen Garda und Rino aufgefunden hat. Unter den Intrusionen im Brixener Granit sind es

insbesonders jene in der Umgebung von Mühlbach und Vintl im Pusterthale, welche zum Vergleiche mit den Vorkommnissen im Val d'Algone auffordern. Die porphyritischen Gesteine von dem Westabsturze des Piano della Regina und jene von Terenten bei Obervintl im Pusterthale zeigen auch makroskopisch (grünlichgraue von Hornblendenädelchen durchspiesste Grundmasse mit grossen Feldspatheinsprenglingen) eine so vollständige Uebereinstimmung mit dem Gesteinstypus aus dem Val d'Algone, dass man die Materialien von den drei genannten Punkten ohne specielle Fundortsangaben nicht auseinanderzuhalten vermöchte.

b) Porphyritgänge in den Gneissen und Glimmerschiefern des Piano della Regina.

In dem Hochgebirgskamm, welcher sich an der Westseite des Adamello zwischen Valle di Malga und Val Saviore in's Val Camonica hinaus erstreckt, ragt nordöstlich von Cedegolo eine mächtige Gipfelmasse auf, deren höchste, mit einer kleinen Plattform abschliessende Erhebung den Namen Piano della Regina führt. Ein Complex von hellen, granatenführenden Glimmerschiefern und dunklen Phylliten mit Einschaltungen von dünnbankigen, lamellaren, durch einen talkigen Glimmer charakterisirten Gneissen setzt dieses Kammstück zusammen. An der Abdachung der Gipfelmasse gegen Val Saviore fallen schon von ferne hellschimmernde Gesteinsplatten auf; es sind dies die Schichtflächen des Granaten-Glimmerschiefers, die dem Steilhange conform mit durchschnittlich 50° Neigung in Süd verflächen. Längs des Aufstieges zu dem kleinen Gipfelplateau schalten sich die eben erwähnten gneissartigen Gesteinslagen ein; an der steilen Felsstufe, welche von hier nach Westen zu einer tieferen Einschartung der Kammlinie hinabführt, treten unter den Granaten-Glimmerschiefern dunkle Phyllite hervor, die selbst wieder auf quarzreichen, vielfach gewundenen und gefältelten Phyllitgneissen auflagern. In der Richtung nach West sowohl, wie an dem Gehänge gegen Cevo hinab, wiederholt sich dieser Wechsel von Glimmerschiefern, Phylliten und phyllitischen Gneissen noch mehrmals unter Verhältnissen, die an dem einheitlichen Charakter des geschilderten Schichtenverbandes kaum mehr zweifeln lassen. Die Wandabstürze, welche die Gipfelmasse dem Valle di Malga zukehrt, entsprechen dem Schichtenkopfe der hier vorliegenden Gesteinsserie.

In diesem ostwestlich streichenden Schichtencomplexe setzen an mehreren Punkten Gänge von porphyritischen Gesteinen auf, welche zum Theil senkrecht, also in nordsüdlicher Richtung, zum Theil unter spitzem Winkel, in der Richtung von Nordwest nach Südost die geschichteten Gesteine verqueren. Die Gänge sind meist nur wenige Meter mächtig.

Die höchstgelegenen unter diesen Intrusionen beobachtete ich an der Absturzkante, welche zur Scharte westlich vom Gipfelplateau hinabführt. Es liegen hier mehrere schmale Gänge vor, deren Gestein Baron Foullon unter der Bezeichnung: „Westabstürze des Piano della Regina" beschrieben hat. Wir haben schon oben auf den hier vorliegenden Gesteinstypus Bezug genommen, um die auffallende Uebereinstimmung zu betonen, welche derselbe mit den Fundstücken aus dem Val d'Algone und den Porphyriten aus dem Granit von Brixen erkennen lässt.

Ein zweites Vorkommen liegt in der genannten Scharte selbst. Es ist ein dunkles, an Hornblende reiches Gestein von dioritischem Habitus, das hier gneissartige Gesteinslagen durchsetzt.

Noch weiter nach West fortschreitend, gelangt man bereits im Bereiche des westlichen Vorberges des Gipfelplateaus durch eine Zone von Granaten-Glimmerschiefer hindurch abermals in gneissartige Gesteine, die wieder mehrere Porphyritgänge beherbergen. Aus einem dieser Gänge stammt das Gestein, welches in Foullon's petrographischen Erläuterungen unter der Bezeichnung „Südgehänge des westlichen Vorberges des Piano della Regina“ aufgeführt wird. Es ist ein hellfarbiges, im makroskopischen Bilde gleichmässig körniges Gestein ohne grössere Feldspatheinsprenglinge, aber mit zahlreichen spreuartig eingestreuten dunklen Hornblendenadeln.

Auch an der Südabdachung des Hauptgipfels müssten bei detaillirterer Begehung Gangbildungen nachzuweisen sein, denn auf Schritt und Tritt begegnet man hier Porphyritfindlingen. Besonders häufig sind dunkle, anscheinend dichte Gesteinsabänderungen, die man ihrem ganzen Habitus nach mit Diabasporphyriten vergleichen möchte. Nach Foullon's Untersuchungen bilden diese Gesteine zusammen mit den im folgenden Abschnitte zu besprechenden Ganggesteinen aus der triadischen Randzone des Adamello (Mte. Doja und Malga Magasone) eine kleine selbstständige Gruppe unter den quarzarmen Endgliedern einer Reihe von Quarzglimmerporphyriten, die durch das Vorhandensein strahlsteinartiger Hornblende und deren stete Vergesellschaftung mit dem Glimmer gut charakterisirt erscheint.

An den Nordabstürzen des Piano della Regina beobachtet man an zwei Stellen steilaufsteigende Gangmassen. Die eine, westlich vom Gipfel gelegen, scheint die Fortsetzung des Ganges zu bilden, der in der Scharte westlich vom Gipfelplateau in Gneiss aufsetzt. Die andere steigt östlich vom Gipfel zu dem wildzerrissenen Grat empor, der von dem Piano della Regina zum Mte. Marser hinüberführt.

In dem hier besprochenen Abschnitte des Grenzkammes zwischen Valle di Malga und Val Saviore drängt sich also auf einem kleinen Raum eine grosse Anzahl von Eruptivgesteinsgängen zusammen. Dass dieselben auf diese Hochregion allein beschränkt sein sollten, ist bei der ausgedehnten Verbreitung solcher Intrusionen in der Umrandung des Adamello überhaupt schon von vorneherein kaum anzunehmen. In der That konnte ich auch während des Abstieges nach Cevo dort, wo die zusammenhängende Waldbedeckung des Gehänges beginnt, noch einmal ein Vorkommen eines porphyritischen Gesteins constatiren, das in einer Mächtigkeit von ungefähr 4 Metern in Phyllitgneiss aufsetzt. Die Begrenzungsverhältnisse des Eruptivgesteins sind aber hier bereits sehr mangelhaft entblösst; denn mit der genannten Hochwaldgrenze erreichen wir zugleich die obere Grenze der glacialen Schuttbedeckung, welche je weiter nach abwärts, in immer grösserer Ausdehnung die ältere Gesteinsunterlage verhüllt. Dieses eine Beispiel mag genügen, um darzuthun, wie lückenhaft das Bild naturgemäss sein muss, das wir über die Verbreitung der Intrusionen porphyritischer Eruptivgesteine zu gewinnen in der Lage sind. Nur die in relativ geringem Ausmaasse begangene Hochregion der Gebirgskämme bietet jene Form der Auf-

schlüsse dar, welche die Auffindung so geringmächtiger Spaltfüllungen möglich macht. In den tieferen Gehänge-Abschnitten und den leicht zugänglichen Thalböden haben jüngere Schuttbildungen die Felsunterlage allenthalben so überwuchert, dass man in Details, wie sie die geschilderten Intrusionserscheinungen darstellen, nur selten einen Einblick erhält.

c) Intrusionen porphyritischer Gesteine innerhalb der triadischen Randzone des südlichen Adamello.

Bei der Beschreibung der merkwürdigen Contactphänomene, welche die Grenze zwischen Tonalit und Trias zu beiden Seiten des Val Daone begleiten, erwähnt Lepsius[1]) auch des Vorkommens porphyritischer Gesteine, die theils innerhalb der Contactzone selbst, theils in den unveränderten „Halobienschiefern“ in Form von Gängen oder unregelmässigen stockförmigen Massen auftreten. Nach Lepsius' Darstellungen handelt es sich hier um vollkommen selbstständige Intrusionen, welche weder zu dem Tonalit selbst, noch zu den Contacterscheinungen an der Tonalitgrenze in irgend welcher genetischen Beziehung stehen. Intrusionen dieser Art hat Lepsius von den Localitäten: „Monte Doja im Val Bondol“ und „Pass am Monte Lavaneg ober Cleoba“ geologisch wie petrographisch ausführlich beschrieben; an beiden Punkten setzen die Gänge in den Halobienschiefern, also in Ablagerungen der mittleren Trias auf. Bei Collio im Val Trompia beobachtete Lepsius auch einen Gang im Röth. Die Gesteine dieser Gangbildungen tragen den Habitus von Porphyriten, das Vorhandensein einer mikrokrystallinen Grundmasse bestimmte Lepsius jedoch zur Aufstellung eines besonderen Terminus für diese Gesteinstypen, und zwar schlug er dafür die Bezeichnung „Mikrodiorit“ vor.

Von einem der obgenannten Punkte, den Lepsius besonders eingehend schildert und durch einen Holzschnitt erläutert (l. c. pag. 73 u. 222), dem Monte Doja, W. vom Daonethal, hat auch Bittner gelegentlich seiner Aufnahmen in Judicarien Gesteinsproben mitgebracht, welche Baron Foullon zur Untersuchung vorlagen. Es ergab sich hierbei das interessante Resultat, dass sich das Gestein dieser mitteltriadische Schichten durchbrechenden Gangbildungen petrographisch auf's Engste an jene Porphyrit-Varietäten anschliesst, welche an der Westseite des Adamello als Intrusionen im Phyllitgneiss und Glimmerschiefer beobachtet wurden. Foullon vereinigt nämlich auf Grund der mikroskopischen Analyse die Gesteine vom Monte Doja und jene von der Malga Magasone[2]), die ebenfalls aus mitteltriadischen (Wengener-) Schichten stammen, mit den Porphyriten von der Südseite des Piano della Regina (vergl. den vorhergehenden Abschnitt) und dem Val Moja bei Edolo, also mit Eruptivgesteinen, welche den krystallinischen Schichtenmantel der Westflanke des Adamello durchbrechen, zu einer kleinen selbstständigen Gruppe innerhalb der als Quarzglimmerporphyrite zusammengefassten Gesteinstypen. Da, wie oben bemerkt wurde, Porphyrite vom Charakter jener des Monte Doja nach Lepsius

[1]) R. Lepsius, Das westliche Südtirol. Berlin 1878 (pag. 73, 179, 222).

[2]) Malga Magasone im Arnothal, einem tief in die triadische Randzone des südlichen Adamello einschneidenden Seitenthal des Val di Breguzzo.

auch als Intrusion innerhalb der Werfener Schichten zu beobachten sind, da ferner nach Stache petrographisch sehr ähnliche Eruptivgesteine in den permischen Grünschiefern auftreten, welche an der Ostseite des Val Camonica zwischen Garda und Rino hinziehen, so haben wir in den genannten Porphyriten einen Eruptivgesteinstypus vor uns, der fast in allen Gliedern der Schichtgesteinsumrandung des Adamellostockes von der alten Gneiss- und Schieferhülle des Tonalits bis in die Ablagerungen des mittleren Trias hinauf als intrusive Spaltfüllung nachgewiesen werden konnte.

II. Intrusionen porphyritischer Gesteine im Granit von Brixen, dem Tonalit des Iffinger und der nördlichen Gneissumrandung beider.

Die erste Nachricht über Intrusionen porphyritischer Gesteine im Granit von Brixen verdanken wir Prof. A. Pichler.[1]) Bei einer Revision der alten geognostisch-montanistischen Karte von Tirol in deren auf das Pusterthal entfallendem Abschnitte fand Pichler zunächst an zwei Stellen, und zwar im Valserthal bei Mühlbach und im Pfundersthal bei Niedervintl lose Blöcke des genannten Eruptivgesteines und sodann weiter in Ost bei Bichlern nächst Obervintl anstehende Massen, welche die Beziehungen dieses Eruptivgesteines zum Granit vollständig klar gelegt haben. Die Porphyrite bilden hier, wie Pichler's Beobachtungen darthun, eine Reihe paralleler, fast senkrecht stehender Gänge, welche in nordsüdlicher Richtung den Granit durchsetzen. „Sie besitzen oft eine sehr geringe Mächtigkeit und dann ist das Gestein dicht bis feinkörnig, die mächtigeren Gänge, von denen der mächtigste etwa die Breite von 20 Fuss zeigt, bieten die eigentlichen Porphyre, doch treten auch hier an der Grenze die grösseren Krystalle und Körner von Quarz, Oligoklas und Hornblende zurück oder erscheinen sparsamer. Das Gestein ist mit dem Granit fest zusammengelöthet, und weder der Porphyr noch der Granit zeigt an der haarscharfen Grenze auch nur eine Spur von Umwandlung. Einschlüsse von Granit sind sehr selten, der Porphyr sendet wohl Ausläufer in den Granit, wenn jener hie und da ein kleines Stückchen Granit enthält, so erscheint dieser durchaus in frischem Zustande.“ Ueber das jüngere Alter des Porphyrits gegenüber dem Granite von Brixen, sowie über die intrusive Lagerungsform dieser Eruptivgesteine kann nach dieser ihrer Anschaulichkeit wegen im Wortlaute wiedergegebenen Schilderung Pichler's gewiss kein Zweifel bestehen. In einer späteren Mittheilung[2]) kommt Pichler nochmals auf dieses Gestein zurück, bezeichnet es genauer als Quarz-Hornblende-Porphyrit und schlägt für dasselbe den auf die Localität Vintl bezüglichen Namen: Vintlit vor.

Im Verlaufe der geologischen Specialaufnahmen in diesem östlichen Abschnitte der Brixener Granitmasse hatte ich wiederholt Gelegenheit, porphyritische Intrusionen innerhalb des Granits zu beobachten. Nicht

[1]) A. Pichler, Beiträge zur Geognosie von Tirol. N. Jahrb. f. Miner. 1871, pag. 259—261.

[2]) A. Pichler, Beiträge zur Geognosie von Tirol. N. Jahrb. f. Miner. 1875, pag. 927.

immer hat man freilich scharf begrenzte, deutliche Gänge vor sich, in der Art, wie sie Pichler's Beschreibung zu Grunde liegen. In vielen Fällen bildet der Porphyrit ganz unregelmässig verlaufende, winkelig gebrochene und in ihrer Mächtigkeit rasch wechselnde Gesteinszüge, oder auch nur kürzere, plattige oder keilförmige Gesteinspartien, die zudem noch in der einen oder anderen Richtung eine so verschwommene Abgrenzung gegen den Granit zeigen, dass man eher an Schlierenbildungen als an jüngere Intrusionsmassen denken möchte. Da es aber andererseits nicht an Aufschlusspunkten fehlt, an denen solche eigenthümliche Structurformen im Zusammenhange mit wohlausgeprägten Gangbildungen zu beobachten sind, in der Weise, dass sie auf das Ausgehende einer intrusiven Spaltfüllung oder auf den Querschnitt einer seitlich ausstrahlenden Apophyse bezogen werden müssen, so unterliegt die Deutung der oben bezeichneten Vorkommnisse keiner weiteren Schwierigkeit. Bei unregelmässig gestalteten, zersplitterten und verästelten Gangbildungen, für welche ja in den complicirten Kluftnetzen massiger Gesteine, in unserem Falle des Granits, eine gewisse Prädisposition besteht, werden Entblössungen einer grösseren Partie eines Intrusionsgebildes naturgemäss nur als günstige Ausnahmserscheinungen auftreten. In der Mehrzahl der Fälle werden wir uns mit jener unvollständigen Art des Aufschlusses begnügen müssen, welche ein Schnitt nach einer einzigen Ebene — unter den uns vorliegenden Verhältnissen, etwa der Einschnitt eines alpinen Karrenweges oder eine zufällige Wandbildung — darbietet.

In der Umgebung von Mühlbach, wo bereits Pichler auf das Vorkommen von Porphyritfindlingen aufmerksam gemacht hat, konnten an vier Punkten anstehende Intrusivbildungen nachgewiesen werden. Ein solches Vorkommen entblösst der Weg, der von Mühlbach nach Meransen führt, etwa 50 Schritte unterhalb des Randes der Glacialterrasse, auf welcher die genannte Ortschaft liegt. Ein schmaler Gang und mehrere unregelmässige Gesteinskeile von dunklem Porphyrit, offenbar Apophysen einer grösseren Gangmasse, setzen hier in einer Granitwand zur Linken des Weges auf. Ein zweiter Fundpunkt liegt an den westlichen Abstürzen des Plateaus von Meransen, im mittleren Abschnitte des Saumweges, der zum Valser Bad absteigt. Etwas weiter in Norden findet sich an dem breiten, gut gehaltenen Fahrwege, der in's Altfassthal hineinführt, westlich von dem Gipfel 1687 der Sp. K., inmitten des Granitterritoriums abermals ein schmaler Porphyritgang. Derselbe streicht, die Richtung des Fahrweges verquerend, in WNW.

Alle diese Punkte liegen im Norden des Rienz. An dem südlichen Steilhang des genannten Thaleinschnittes ist mir nur ein einziges anstehendes Vorkommen von Porphyrit bekannt geworden. Es liegt in der steilen Granitwand südlich von den Ruinen der sogenannten Mühlbacher Klause, an einer Stelle, die von dem Gehöfte unterhalb Bachgart längs eines schmalen, in den unteren Theil der Wand hineinführenden Felsbandes zugänglich ist. Der Porphyrit erscheint hier als eine plattig sich ausbreitende, undeutlich begrenzte Gesteinsscholle, die wohl als Fragment einer in eine flach liegende Kluft eingedrungenen Injectionsmasse zu deuten sein dürfte.

Auf der Terrasse, welche sich weiter in SO. dem Orte Mühlbach gegenüber am linken Rienzufer hinzieht, findet man allenthalben Blöcke von Porphyrit. Es sind zum grössten Theile solche Gesteinsvarietäten, wie sie für die Gänge im Granitgebiete charakteristisch sind, doch kommen auch andere Typen vor, die vielleicht aus den schieferigen Quarzitgneissen und Phylliten stammen, welche sich hier als Schichtenkopf über dem südlichen Gewölbeflügel der Brixener Granitmasse aufbauen. Die Schuttbedeckung erschwert die Eruirung des Ursprungsgebietes. Eine der hier gesammelten Gesteinsproben beschreibt Baron Foullon unter der Localitätsbezeichnung „zwischen Liner- und Haidhof bei Mühlbach".

Von Mühlbach nach Ost nimmt die Granitmasse rasch an Mächtigkeit ab und hält sich der Hauptsache nach an die nördliche Thallehne. In diesem Abschnitte des alten Granitaufbruches sind mir wieder an mehreren Stellen anstehende Porphyrite bekannt geworden. Eines dieser Vorkommnisse liegt an dem Karrenwege, der von Niedervintl zum Berggehöfte Pein hinaufführt, und zwar knapp unterhalb der kleinen Terrasse, auf welcher der Holzerhof steht. In einer Felswand zur Linken des Weges sieht man mitten im Granit mehrere scharf umrandete, eckige Durchschnitte von dunklem Porphyrit, die so fest mit der Granitumhüllung verschweisst sind, dass es leicht gelingt, Belegstücke für den Contact der beiden Gesteine herauszuschlagen. Man überzeugt sich hierbei, dass der Porphyrit nach Art eines Keiles in den Granit hinein fortsetzt. Ich halte daher diese Anbrüche von Porphyrit für Querschnitte von Apophysen oder Endtrümmern einer grösseren, der Beobachtung nicht mehr zugänglichen Gangmasse.

Weiter in Ost, bei den Häusern von Obervintl, münden nahe nebeneinander zwei Bäche aus, der Terenten- und der Winnybach, welche im Bereiche der hier bereits stark verschmälerten Zone von Granit enge Felsschluchten bilden. In beiden fand ich lose Blöcke von Porphyrit, in besonderer Häufigkeit zumal in der Schlucht des Winnybaches, westlich von dem auf dessen linksseitigen Berghang liegenden Gehöftes Bichlern. Die Findlinge des Winnybaches stammen höchstwahrscheinlich aus jenem Gangsystem, das Prof. Pichler unter der letzterwähnten Localitätsangabe beschrieben hat. (Vergl. die Einleitung zu diesem Abschnitte.)

Die von Pichler geschilderten Aufschlüsse selbst sind mir nicht bekannt geworden. Weiter in Ost fand ich dagegen wieder anstehende Porphyrite an zwei Punkten: An dem granitischen Steilhang oberhalb St. Sigismund und in dem nahe benachbarten Kohl- (Gruipp-) Bache. Der erstgenannte Punkt bietet geologisch kein weiteres Interesse, der zweite dagegen erscheint insofern bemerkenswerth, als er ein besonders klares Beispiel der intrusiven Lagerungsform des Porphyrits darstellt. Folgt man dem genannten Bach, der am Rastbühel wenige Minuten östlich von St. Sigismund an die Strasse herantritt, thalaufwärts, so gelangt man innerhalb der Granitaufschlüsse, denen gegen das Hauptthal hinaus eine breite Zone von Gneiss und phyllitischen Gesteinen vorliegt, bald an eine Felsstufe mit kleinen Wasserstürzen, die das weitere Vordringen wesentlich beeinträchtigen. An dieser natürlichen Haltstelle angelangt, bemerkt man an den glattgescheuerten Granit-

entblössungen zwei steil aufsteigende Gänge von Porphyrit, die sich in Folge ihrer dunklen Farbe sehr scharf von dem hellen Gesteinsmaterial der Umgebung abheben. Der eine liegt am linken Uferrande, der zweite ist im Einschnitte selbst entblösst. Bei einer Breite von 0·5 Meter und 1·5 Meter zählen sie zu den mächtigsten Gangbildungen von Porphyrit, die ich im Brixener Granit zu beobachten Gelegenheit hatte.

Der östlichste Punkt endlich, an dem ich Gänge eines porphyritischen Gesteins im Granit constatiren konnte, liegt nahe dem Ostende der langgestreckten Granitzone, bei der Kirche von Kiens. Ein breiter Fahrweg führt hinter der Kirche zu einem felsigen Vorsprung hinauf, der ein Kreuz trägt. An dieser gut markirten Stelle sieht man mehrere schmale, kaum handbreite Gänge eines dunklen Eruptivgesteins mit unregelmässigem, vielfach unterbrochenen Verlaufe im Granit aufsetzen. Das Gestein ist äusserst feinkrystallinisch, fast dicht, grössere Einsprenglinge fehlen gänzlich; es entspricht somit in seinem äusseren Habitus vollkommen den Voraussetzungen, welche man an den Erstarrungsmodus in schmalen Gängen knüpft. Die mikroskopische Analyse dieses Gesteins ergab, dass dasselbe einen höheren Gehalt an Augit aufweist, als die übrigen Glieder der eben besprochenen Serie von porphyritischen Gesteinen aus dem Brixener Granit. Der Augit erscheint sogar der Hornblende gegenüber geradezu als vorwaltender Gemengtheil. Baron Foullon sah sich daher genöthigt, das genannte Gestein, ungeachtet der in anderen Merkmalen bestehenden nahen Uebereinstimmung mit den übrigen Porphyriten, als Diabasporphyrit abzutrennen.

In dem auf das Pusterthal entfallenden östlichen Abschnitt der Masse des Brixener Granits konnten also 9 Punkte namhaft gemacht werden, an denen porphyritische Gesteine anstehend zu beobachten sind. In dem Granitgebiete westlich vom Valserthale scheinen dagegen derartige jüngere Intrusionen ausserordentlich selten zu sein. An den ausgedehnten Entblössungen im Bereiche des Eisackthales und in der schmalen Zone granitischer Gesteine, welche dem Penser Thale entlang die Brixener Masse mit dem Tonalit-Granit-Gebiet des Iffinger verbindet, fand ich nirgends auch nur Spuren dieser merkwürdigen Eruptivbildungen. Erst in dem letztgenannten Tonalitkamme selbst begegnet man wieder an zwei Punkten Intrusionen der geschilderten Art, und zwar einerseits in dem Kammstücke, das vom Iffinger gegen die Mündung des Naifthales bei Meran hinabstreicht, andererseits in dem bei Aberstückl in's obere Sarnthal austretenden Felderbach.

Die Fundstelle in den Tonaliten östlich von Meran erreicht man am leichtesten von dem ersten Gehöfte aus, das an der Nordseite der Naifschlucht thaleinwärts von Schloss Goyen liegt (Vernaun, in der photographischen Aufnahmssection 9 westl. Col. I). Nordost von diesem Gehöfte erhebt sich als letzter Ausläufer des vom Singkelchen herabziehenden Kammes „Unter-Gsteir" ein schroff abstürzender, von Schutthalden umsäumter Felskopf, an dessen Fusse die Tonalite des Iffinger unter schwer zu enträthselnden Verbandverhältnissen mit hellen granulitischen und felsitischen Massengesteinen, lamellaren, Hornblende führenden Gneissen und dunklen Phyllitgneissen in Berührung treten. Der ganze Aufschluss ist von parallelen, steil in NW. einschiessenden Cleavageflächen durchsetzt. An einer dieser Kluftflächen läuft ein dunkler Gesteinszug

empor, der unten am Fusse des Aufschlusses mit einer zweispaltigen Wurzel in einem plattigen Gneiss beginnt, dann aber nach Art eines einfachen Ganges senkrecht emporsteigt und hierbei die verschiedensten Gesteine bis in den Tonalit hinauf, der die obersten Partien des Aufschlusses bildet, durchsetzt. Die Injectionsmasse schwankt in ihrer Mächtigkeit zwischen 0·1 bis 0·3 Meter. Makroskopisch erscheint sie fast dicht und nahezu frei von grösseren, mit freiem Auge erkennbaren Einsprenglingen. Unter dem Mikroskope erwies sich das Gestein als ein Vertreter jenes Typus augitführender Quarzporphyrite, der im Pusterthal aus der Umgebung von Mühlbach, im Adamello von dem Piano della Regina vorliegt.

Den zweiten Porphyritgang im Bereiche der Tonalitzone des Iffinger habe ich auf dem Wege durch das Felderthal nach Aberstückl im oberen Sarnthal beobachtet. Die tonalitischen Gesteine des Iffinger zeigen dort, wo sie in breitem Zuge durch das Gebiet des Felderbaches durchstreichen, dieselbe bankförmige Gliederung mit nordwestlichem Verflächen, wie am Plattenjoche und an anderen Punkten ihrer Nordwest-Umrandung.[1]) Im unteren Felderthale ist es insbesondere der vom Schafberg herabkommende steile Felsrunst zur Linken der Thallinie, der uns die geologische Structur der Tonalit-Masse gut erschliesst. Der Tonalit steht hier in mächtigen Platten an, die mit 60° in Nordwest einschiessen. Hart an der Austrittsstelle dieses Felsrunstes setzt nun senkrecht auf die bezeichnete Bankung eine etwa 0·3 Meter mächtige Gangmasse eines dunklen, anscheinend dichten Eruptivgesteins durch den blendend weissen Tonalit hindurch. Die Gangmasse steht sehr steil, biegt sich aber an dem zu Tage ausgehenden Ende thalabwärts um. In derselben Richtung liegt dem Hauptgang eine parallele, aber kaum über Daumenbreite mächtige, zweite Injection desselben Gesteinsmateriales vor.

In ihrer geologischen Erscheinung bietet diese Gangbildung die genaueste Analogie zu den bisher besprochenen porphyritischen Intrusionen. In der That steht auch das Gestein selbst nach Foullon's Untersuchungen dem Porphyrit von Unter-Gsteir bei Meran ausserordentlich nahe und reiht sich mit ihm jener Gruppe von Quarzporphyriten an, welche ihres reicheren Augitgehaltes wegen bereits einen Uebergang zu den Diabasporphyriten anbahnen.

Der im Vorstehenden besprochene Gesteinstypus wird bei Foullon unter der Localitätsbezeichnung „Aberstückl im oberen Sarnthal" angeführt. Ich erwähne das ausdrücklich mit Bezug auf den Umstand, dass Herrn Baron Foullon noch ein zweites Eruptivgestein aus dem Felderthal zur Untersuchung vorlag. Diese unter der Localitätsangabe „Abstieg aus dem Felderthal nach Aberstückl" beschriebene Gesteinsprobe entnahm ich einer Gehängschuttpartie im mittleren Abschnitte des genannten Thales. Der Block entstammt höchst wahrscheinlich dem Gneiss- und Glimmerschiefer-Complex im Hangenden des Tonalits. Das grüne, feinkörnige, durch zahlreiche grössere, mattweisse Feldspathleisten gefleckte Gestein erwies sich als ein Diabas.

---

[1]) Vergl. Teller, Zur Tektonik der Brixener Granitmasse und ihrer Umrandung. Verh. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 70.

Den krystallinischen Schichtgesteinen im Hangenden der Tonalitzone des Iffinger entstammt wahrscheinlich auch der Quarzglimmerporphyrit, welchen Foullon unter der Localität „Mazulthal NO. von Meran“ anführt. Ich fand dieses Gestein in losen Blöcken bei den obersten Sägemühlen in der zwischen Ries und Videgg herabziehenden Seitenschlucht dieses in die Passer mündenden Thales.

Aus der nördlichen Umrandung des Brixener Granites im engeren Sinne (Pusterthaler Abschnitt) ist mir nur ein einziges gangbildendes Eruptivgestein aus der Reihe der hier in Betracht kommenden Typen bekannt geworden. Es ist das jener Quarzglimmerporphyrit, welchen Foullon unter der Localitätsbezeichnung „Abstieg vom Mittenock nach Terenten“ beschreibt. Dieses durch die schön ausgebildeten Hornblendenädelchen und eingesprengte Granaten auffallende Eruptivgestein entnahm ich bei einem Uebergang aus dem Mühlwalderthal nach Terenten und Vintl im Pusterthal den hochgelegenen Aufschlüssen an der Südseite des Mittenock (2481 Meter des Sp.-K.), wo es einen scharf begrenzten, etwa 0·4 Meter breiten Gang in einem Complex von Phyllitgneiss und Glimmerschiefer mit Pegmatitlagern bildet.

III. Intrusionen porphyritischer Gesteine im Gebiete zwischen Ahren- und Iselthal.

In dem von der Antholzer- (oder Rieserferner-) Gruppe beherrschten Gebirgsabschnitte zwischen Ahren- und Iselthal ist mir im Laufe der geologischen Aufnahme dieses Districtes eine sehr ansehnliche Reihe von Localitäten bekannt geworden, an welchen Gänge und Gangsysteme porphyritischer Gesteine zu beobachten sind. Die Intrusionen liegen theils innerhalb des granitischen Gewölbekernes, welchem die Haupterhebungen dieses Gebietes angehören, theils im Bereiche seiner geschichteten Hüllzonen. Innerhalb der Granite selbst konnte allerdings nur ein einziges Vorkommen constatirt werden und auch dieses nur auf Grund von losen Blöcken mit Granit-Porphyrit-Contact (Abstürze des Magensteins gegen Antholz). Um so reichlicher erweisen sich dagegen die Daten über Porphyrit-Intrusionen in den Randgebilden dieses alten Granitaufbruches, und zwar beziehen sich dieselben sowohl auf den nördlichen, im Thalgebiete von Defereggen aufgeschlossenen Abschnitt der Hüllzone des Granits, wie auf dessen südlichen Gegenflügel und die daran anschliessende, in's Pusterthal abdachende Gesteinsvorlage.

In den Bereich des oben umschriebenen Gebirgsabschnittes fallen auch die Eruptivgesteinsgänge, welche v. Mojsisovics bei dem Schlosse Bruck nächst Lienz und am Gehänge des „Bösen Weibele“ nachgewiesen hat und welche Dölter zur Aufstellung des Typus Paläoandesit Veranlassung gegeben haben.[1]) Stache hat über diese Vorkommnisse neuerdings ein reichhaltiges Beobachtungsmaterial gesammelt, das gelegentlich zur Veröffentlichung gelangen wird. Ich kann mich daher hier mit einem einfachen Hinweis auf diese Bildungen begnügen.

[1]) Verh. d. geol. Reichsanst. 1874, pag. 146 und Tschermak's mineral. Mittheil. 1874, I. Heft, pag. 89.

Das Gesteinsmaterial der mir durch eigene Anschauung bekannt gewordenen Gangmassen dieses Gebietes besteht durchwegs aus Quarzglimmerporphyriten, die sich aber nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung recht gut in zwei schon makroskopisch leicht auseinander zu haltende Gruppen sondern lassen: In eine Gruppe von Gesteinen, welche man als normale Quarzglimmerporphyrite bezeichnen könnte; dieselben erinnern in einer sehr verbreiteten Ausbildungsform, die sofort näher zu besprechen sein wird, lebhaft an Tonalit; und in eine Gruppe dunkler Gesteine von feinerem Korn, welche ausserordentlich quarzarm sind und hierdurch, sowie durch das allmälige Zurücktreten des Glimmers einen Uebergang zum Porphyrit im engeren Sinne anbahnen. Bei der leichten Unterscheidbarkeit dieser beiden Gruppen erscheint es hier ausnahmsweise thunlich, die Details über die einzelnen Vorkommnisse nach diesem petrographischen Gesichtspunkte geordnet vorzuführen.

I. Gruppe der normalen Quarzglimmerporphyrite.

In der Nähe von St. Johann im Walde, halben Weges zwischen Lienz und Windisch-Matrey, beobachtet man sowohl am rechten, wie am linken Ufer der Isel innerhalb des wohlgeschichteten Gneissglimmerschiefer-Complexes, der die hier weit auseinandertretenden Thalgehänge zusammensetzt, mehrere auffallende Züge von massigen Gesteinen, die in der geognostisch-montanistischen Karte von Tirol nicht zur Ausscheidung gelangt sind und über die sich auch in den Begleitworten zu dieser Karte keine Nachrichten finden. Erst Stur hat in seinem Berichte über die Uebersichtsaufnahmen im Gebiete von Lienz auf diese interessanten Gesteine aufmerksam gemacht.[1]) Er bezeichnet sie als porphyrische Hornblendegranite und bemerkt zugleich, dass sie nächst St. Johann im Walde gangförmig im Glimmerschiefer auftreten. Damit war, wie wir weiter sehen werden, das Wesentlichste des geologischen und zum Theile auch des petrographischen Thatbestandes bereits gegeben.

Unter den vorbenannten massigen Gesteinen fallen nämlich zunächst zwei Varietäten auf: Ein hellfärbiges Gestein mit feinkörniger, lichter Quarzfeldspath-Grundmasse, bei welchem die porphyrische Textur nur durch die Einstreuung grösserer Tafeln schwarzer Hornblende und säulenförmig gestalteten Biotit zum Ausdruck gelangt, und eine etwas dunkler gefärbte, gewöhnlich glimmerreichere Gesteinsvarietät mit schärfer ausgesprochener, porphyrischer Differenzirung der Bestandtheile. Der erstgenannte Gesteinstypus, in welchem, nebenbei bemerkt, Granat als accessorischer Gemengtheil eine hervorragende Rolle spielt, erinnert in seinem Gesammthabitus auffallend an Tonalit; Stur's Bezeichnung „porphyrischer Hornblende-Granit" charakterisirt also ganz treffend das makroskopische Bild dieses Gesteins. Dort, wo beide Varietäten mit einander in Berührung treten, wie in den weiterhin zu besprechenden Aufschlüssen bei Obrist, beobachtet man, dass das lichte, tonalitartige Gestein die mittleren, der deutlicher porphyrisch struirte

[1]) D. Stur, Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz etc. Jahrb. d. geolog. Reichsanst. Wien 1856, pag. 409.

Typus dagegen die randlichen Partien breiterer Gangmassen zusammensetzt. Man hat also hier nur verschiedene Erstarrungsmodificationen einer einzigen Intrusion vor sich.

Bei dem ausgesprochen tonalitischem Habitus der durch ihre helle Färbung zunächst auffallenden Gesteinstypen und dem Umstande, dass dieselben in der Streichungslinie des langgestreckten der Tauernkette im Süden vorliegenden granitischen Gesteinswalles der Antholzermasse zu Tage treten, ist man zunächst geneigt, an Beziehungen zu dieser alten vollkrystallinischen Kernmasse zu denken. In der That lassen sich die granitischen und dioritischen Gesteine der Antholzermasse ziemlich weit nach Ost verfolgen. Sie steigen aus der Eisregion des Hochgall über die Patscherkämme in's Deferegger Thal hinab und setzen sodann, an das südliche Thalgehänge übertretend und allmälig wieder zu grösserer Höhe ansteigend in der Richtung gegen St. Johann über Weisskofl und Plöse bis in den Kleinitzbach fort. Bei der Laschkitzer Alpe erreichen sie jedoch ihr Ende. In der weiteren östlichen Fortsetzung des den Granit ummantelnden Gneissglimmerschiefer-Complexes, zum Beispiel in den Querschnitten, welche Bichler-, Zwenewald- und Grünalpenbach darbieten, beobachtet man nirgends mehr eine Spur dieser granitischen Gesteinszone. Man könnte daher im Falle der oben angedeuteten Vermuthung höchstens an ein Wiederauftauchen des Antholzer Granitgewölbes in der Tiefe des Iselthales denken. Aber auch diese Anschauung ist unhaltbar. Man überzeugt sich nämlich bei näherer Untersuchung der Aufschlüsse im Iselthal sehr leicht, dass man es hier nicht mit älteren basisbildenden Gesteinslagen, sondern mit jüngeren, selbstständigen, die Schichtgesteine durchquerenden Intrusionsmassen zu thun hat.

Am besten beobachtet man die durchgreifende Lagerung dieser Gesteine an der rechten Seite des Iselthales, wo zehn Minuten nordwestlich von St. Johann ein starker Wildbach, der Michelsbach, in ziemlich hohem Fall über den steilen Fuss des Gehänges herabstürzt. Zu beiden Seiten dieses Wasserfalles stehen Muscovitglimmerschiefer im Wechsel mit festeren, quarzreicheren, feldspathführenden Gesteinslagen an, in welche sich wiederholt mehr weniger mächtige Bänke von Schörlpegmatit einschalten. Der ganze Complex verflächt steil in SW. und wird gleichzeitig von einer, die wahre Schichtung maskirenden steilen Cleavage durchsetzt. Nördlich von dem Wasserfall springt ein Felsriegel vor, über welchen ein steiler Fussweg zum Berghofe Michelbach emporführt. In diesem Felsvorsprunge setzt die südlichste der bei St. Johann zu beobachtenden Intrusivmassen auf. Sie ist an dem am weitesten gegen das Iselthal vortretenden Theile des Felsriegels in einer mehr als meterbreiten Wand aufgeschlossen, steigt von hier als ein senkrecht stehender Gang aufwärts, verquert den Rücken des Felsvorsprungs und streicht sodann, eine schroffe Wand bildend, in die Milchelbacher-Schlucht hinein.

Folgt man dem vorerwähnten, in engem Zickzack aufsteigenden Fusspfad, so erreicht man bei der vierten Wegschlinge die Südgrenze dieser Intrusivmasse. Sie ist hart oberhalb des Weges deutlich aufgeschlossen. An den mit Pegmatitlagern wechselnden Glimmerschiefern beobachtet man ein Verflächen von 45° in S30W., während die Gang-

grenze in N30 O.—S30 W. durchstreicht. Die Intrusivmasse verquert somit genau rechtwinkelig den Schichtgesteinscomplex. Im weiteren Verlaufe des Fussweges beobachtet man nach kurzem Anstieg die Nordgrenze der Gangmasse; auch diese setzt genau senkrecht auf das Schichtstreichen durch, lenkt aber wenige Fuss höher oben in die Thalrichtung des Michelbaches ein und verschwindet an dessen steilem, schwer zugänglichen Nordgehänge.

Neben dem kürzeren Fusssteig führt noch ein zweiter, breiterer und sanfter ansteigender Weg zum Gehöfte Michelbach hinauf, der wenige Schritte nördlich von dem vorerwähnten Felsvorsprung beginnt. Er steigt Anfangs mit nördlicher Richtung durch den Wald empor, greift aber sodann in mehreren Schlingen nach Süd zurück, um sich endlich mit dem vorerwähnten Fusssteig zu vereinigen. Etwa 200 Schritte vor dieser Vereinigungsstelle begegnet man mitten im Walde einer nur wenige Fuss mächtigen Gangmasse, über deren Streichungsrichtung zwar keine näheren Daten zu gewinnen sind, die aber jedenfalls eine zweite, selbstständige Intrusion darstellt.

Eine dritte, noch weiter in Nord liegende Gangmasse fand ich an der Mündung der kleinen Thalfurche südlich von Falter. An der Nordseite dieses in den Aufnahmssectionen der Militärmappirung (1:25.000) als Gross- (Diebs-) Bach bezeichneten Einschnittes steht das Gestein dieser Gangmasse hart am Waldesrande in mächtigen Felspfeilern an. Es ist dieselbe, hellfärbige, an Tonalit erinnernde Varietät des Quarzglimmerporphyrites, die wir an den früher erwähnten Durchbrüchen beobachtet haben. In die Verhältnisse der Gangbegrenzung gewinnt man hier keinen Einblick; nach der Breite des Aufschlusses zu urtheilen besitzt jedoch dieses Vorkommen eine noch grössere Mächtigkeit als der Durchbruch bei dem Michelbacher Wasserfall.

Ein vierter Punkt endlich, an welchem die hier besprochenen Eruptivgesteine anstehend beobachtet werden konnten, liegt auf der Höhe des Berghofes Michelbach selbst, und zwar bei dem nördlichsten der zum Gehöfte gehörigen Gebäude. Auch hier sind jedoch die Aufschlüsse derart, dass man sich einfach mit der Constatirung des Vorkommens begnügen muss.

Am linken Ufer der Isel beobachtet man südlich von der Einmündung des Kalser Baches im Bereiche der Gehöfte Oblasser und Obrist und längs des von dem letztgenannten Hofe nach Niedrist führenden Weges eine zweite Folge von Gängen, die in ihrer Streichungsrichtung (NNO.—SSW.) und dem Charakter der Gesteinsfüllung vollständig mit jenen der gegenüberliegenden Thalseite übereinstimmen: sie sind jedoch zu weit nach Nord gerückt, um als die unmittelbare Fortsetzung derselben betrachtet werden zu können. Im Ganzen konnte ich hier vier Durchbrüche constatiren, die in demselben, vorwiegend Muscovit führenden Glimmerschiefer aufsetzen, welcher das rechte Iselthalgehänge bildet. Die verworren flaserigen, oft scharf zickzackförmig gefältelten, granatenführenden Glimmerschiefer stehen hier mit glimmerarmen, quarzitischen Gesteinslagen in Verbindung, in denen man schon unter der Loupe zahlreiche Krystallnädelchen von Turmalin beobachtet. Sie bilden zusammen einen massigen, gegen die Verwitterung ausserordentlich widerstandsfähigen Schichtenverband, der längs des

Karrenweges, welcher von dem schluchtförmigen Ausgang des Kalserbaches nach Oblasser hinaufführt, zu prächtigen Rundhöckern abgeschliffen erscheint. Zwischen Oblasser und dem nächsthöher gelegenen Gehöfte Obrist streicht durch einen dieser breiten, schildförmig gewölbten Felsbuckel, eines Zeugen der mächtigen Wirkungen des alten Iselthal-Gletschers, der nördlichste der vorerwähnten Eruptivgesteinsgänge durch. Er ist längs des Weges in einer Breite von 30 Schritten aufgeschlossen. Im mittleren Abschnitte des Ganges herrschen die lichtgefärbten, feldspathreichen tonalitischen Gesteinsabänderungen, gegen den Ostrand des Aufschlusses die dunkleren glimmerreicheren, deutlich porphyrisch ausgebildeten Varietäten des Eruptivgesteins.

Von Obrist führt ein schlechter Waldweg nach Niedrist hinab. Unter den mit Obstbäumen bepflanzten Wiesen dieses Gehöftes zieht sich der Steig in eine Felsstufe hinein, innerhalb welcher man eine zweite Intrusivmasse antrifft. Das Eruptivgestein, das in seinem Mineralbestande dasselbe Bild gibt, wie das der vorerwähnten Gangspalte, ist hier in ansehnlichen, steil abbrechenden Wänden aufgeschlossen. Seine Begrenzungsverhältnisse sind jedoch weniger deutlich, nur so viel ist klar, dass der Eruptivgesteinszug in bedeutender Breite nach SSW. in's Iselthal hinabstreicht, und zwar noch westlich von dem Heustadl, das auf der schmalen Terrasse unterhalb der ebenerwähnten Felswände steht. Von diesem Heustadl führt ein besser erhaltener, breiterer Saumweg mit SSO.-Richtung in's Iselthal hinab. Längs dieses Weges kommt man an einer durch eine Holzriese überbrückten Schlucht vorüber, in welcher oberhalb des Weges eine dritte, allerdings nur geringmächtige und nur auf eine kurze Strecke zu verfolgende Gangmasse ansteht. Sie bildet die schroffer gestaltete, nördliche Wand der tief eingerissenen Schlucht und schneidet scharf gegen die den südlichen Rand dieses Rinnsals bildenden, bläulichgrauen Muscovit-Glimmerschiefer ab. Ein vierter, den vorhergehenden wohl analoger Durchbruch ist endlich an der Umbiegung der letzten, tiefst gelegenen Schleife dieses Weges zu verzeichnen. Eine langgestreckte Halde von scharfkantigen Eruptivgesteinsblöcken ergiesst sich hier über den Fuss des Gehänges in's Iselthal hinab. Entblössungen in anstehendem Gestein fehlen hier jedoch gänzlich.

Der hier besprochene Typus des Quarzglimmerporphyrits ist keineswegs auf die Durchbrüche im Iselthal beschränkt. Es unterliegt vielmehr gar keinem Zweifel, dass sie ebenso wie die übrigen hier zu besprechenden Gruppen porphyritischer Eruptivgesteine eine sehr weite Verbreitung besitzen. Zunächst möchte ich hier darauf aufmerksam machen, dass das wenig ausgedehnte Vorkommen eines dem äusseren Habitus nach granitischen (tonalitischen) Gesteins, welches Stur[1]) südlich der Hofalpe im Devantthale (Hochschober-Gruppe) aufgefunden hat, mit einiger Wahrscheinlichkeit hierhergerechnet werden darf. In den Gebirgsabschnitten im Westen des Iselthales konnte ich selbst noch folgende Vorkommnisse constatiren:

[1]) D. Stur, Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel etc. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. VII, 1856, pag. 405.

a) Mündung des Schlaitenbaches.

Im Schuttkegel dieses auf halbem Wege zwischen Ainet nnd Sct. Johann von West her in die Isel mündenden Thaleinschnittes liegen zahlreiche Stücke eines Quarzglimmerporphyrits in der vollkrystallinischen, tonalitähnlichen Ausbildung. Ich konnte mich leider nicht überzeugen, ob diese Gesteine im Innern dieser Thalfurche oder in den sie umrandenden Höhen anstehend vorkommen. Da man sich hier am Fusse hochansteigender, mit glacialen Schottermassen bedeckter Terrassen befindet, die viel fremdartiges, aus höher liegenden Theilen des Hauptthales und seiner Zuflüsse stammendes Gesteinsmaterial beherbergen, ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass auch diese Gesteine den früher besprochenen, nördlicher gelegenen Durchbrüchen des Iselthales entnommen sind.

b) Grünalp-(Brugger-) Bach, Defereggen.

Dieser östlichste unter den südlichen Seitenästen des Defereggen-(Schwarzach-) Baches durchschneidet einen einförmigen Complex von Glimmerschiefern und feldspatharmen Schiefergneissen, in die sich vereinzelte Bänke von Pegmatit einschalten, an einer Stelle auch ein Lager von krystallinischem Kalk, das ich als die Fortsetzung jenes Marmorlagers auffassen möchte, welches im Hangenden des Antholzer Granitgewölbes, bald im Norden, bald im Süden der Anticlinale auftaucht. Die Granitzone selbst ist, wie schon oben bemerkt wurde, hier nicht mehr nachweisbar. Im Hintergrunde dieses lang hingestreckten Thallaufes fand ich an der Ostseite der Felsstufe, welche den ebenen Boden der Ochsenalpe abschliesst, in 2400 Meter Seehöhe scharfkantige Blöcke von Quarzglimmerporphyrit, welche aus den etwa noch 200 Meter höher liegenden Wänden des vom Bockstein nach Nord hinziehenden felsigen Kammes herabkommen. Anstehend konnte ich das Eruptivgestein nicht beobachten, über seine Provenienz kann aber hier keinerlei Zweifel obwalten.

c) Plöse-Wand, Defereggen.

Dieser Fundpunkt liegt oberhalb der Kleinitzalpe in circa 2000 Meter Seehöhe, hart am Fusse der Steilwand, mit welcher sich der hier bereits sehr schmale und in Nord überschobene Zug von Granit (östliche Fortsetzung des Antholzer Granitgewölbes) über die weichere Glimmerschieferterrasse der Kleinitzalpe erhebt. Auch hier war es mir leider nicht möglich, die, nach der Beschaffenheit der Blöcke zu urtheilen, sehr nahe liegenden Ursprungspunkte aufzufinden. Das Gestein selbst ist glimmerreicher und im Handstück von dunklerer Färbung als die Proben aus dem Iselthal; zugleich verleiht die Art der Anordnung der Glimmerlamellen dem Gestein einen eigenthümlichen gneissartigen Habitus.

d) Uebergang aus dem Oberwielenbach- in's Mühlbachthal und Kamm zwischen Wielenbach und Tesselberger Thal.

An diesen Punkten liegen die westlichsten der mir bekannt gewordenen Vorkommnisse. Sie fallen bereits in das Blatt Bruneck

(Zone 18, Col. VI d. n. Specialkarte), und zwar in jenen Gebirgskamm, der an der Schwarzen Wand im Westabschnitte der Rieserferner-Gruppe entspringend, mit südsüdwestlicher Richtung über Zinsnock und Tesselberg gegen Bruneck hinabsteigt.

Wendet man sich von der Kammeinsattlung im Norden des Zinsnock, der bequemsten Verbindung zwischen oberem Wielenbach- und Mühlbach-Thal, nach West zur Wangeralp hinab, so erreicht man in geringem Abstande von dem Jochübergang in der Höhencôte 2300 Meter eine circa 10—15 Meter mächtige Intrusivmasse, die eine kurze, steile Wand bildend, in WSW.-Richtung an dem Gehänge hinläuft. Quarzreiche, dünnplattige Schiefergneisse im Wechsel mit helleren, feldspathreichen Pegmatitgneissen bilden die Umrandung der Gangmasse. An der Nordseite des Ganges sind die Begrenzungsverhältnisse undeutlich entblösst, umso besser aber an dessen Südseite, wo das massige Eruptivgestein an einer steilstehenden Kluft gegen flach gelagerte, in Süd geneigte Pegmatitgneissbänke abschneidet. Man wird das ganze Vorkommen als einen steilstehenden Gang bezeichnen müssen, der einen relativ flach gelagerten Gneisscomplex unter einer das Hauptstreichen der Schichtgesteine in spitzem Winkel treffenden Richtung durchsetzt.

Das Gestein dieses Ganges stimmt im äusseren Habitus vollkommen mit den dunkleren, glimmerreicheren, deutlich porphyrischen Abänderungen von Oblasser im Iselthal überein.

Südlich vom Zinsnock, dem schroffwandigen Felspfeiler, der das westliche Ende einer den Deckschichten des Antholzer Granitkerns eingeschalteten, granitischen Lagermasse bezeichnet, spaltet sich der in Rede stehende Hochkamm in zwei durch das Tesselberger Thal geschiedene Aeste. Auf der Höhe des östlichen Kammstückes nach Süd fortschreitend gelangt man südlich von der Vorspitze in jene mächtige Lagermasse von grobflaserigem Muscovitgneiss, der bald als Knoten- und Augengneiss, bald als ein grossporphyrisch ausgebildetes Gestein, in einer breiten Zone durch die nördlichen Seitenthäler des Pusterthales (Wielenbach-, Antholzer-, Gsieser-Thal) durchstreicht. Innerhalb dieses Gesteinszuges stösst man auf der Höhe des Kammes, hart an der in der Höhencôte von 2100 durchstreichenden Waldgrenze auf verstreute Blöcke von Quarzglimmerporphyrit, und zwar einer etwas dunkleren, von dem Gestein des vorerwähnten Aufschlusses im Gesammthabitus wieder etwas abweichenden Varietät. Im frischen Bruch zeigt das Gestein eine dunkelgraue, sehr feinkörnige Grundmasse, die durch zahlreiche, kleine, 2—3 Millimeter selten übersteigende Feldspathdurchschnitte zierlich gesprengelt erscheint; daneben bemerkt man vereinzelte grössere Biotitblätter und Hornblendedurchschnitte. An Verwitterungsflächen erscheint die Grundmasse gebleicht, von gelblichgrauer Farbe; das Gestein erhält zugleich in Folge des Zerfalls der Feldspatheinsprenglinge eine fein poröse Oberfläche, aus der die grossen, dunklen Hornblendesäulen als die widerstandsfähigsten Elemente körperlich heraustreten. Dass der Ursprungspunkt dieser Gesteine in der unmittelbaren Nähe der Fundstelle zu suchen ist, unterliegt nach der ganzen Art des Vorkommes (Rücken eines hochragenden Gebirgskammes) kaum einem Zweifel. Eine anstehende Gangmasse war aber trotz eifriger Bemühungen nicht nachzuweisen.

Den Quarzglimmerporphyriten des Iselthales und der vorbenannten benachbarten Localitäten ist endlich noch jenes Eruptivgestein anzuschliessen, welches Trinker[1]) von der Töll bei Meran als Dioritporphyr beschrieben hat. Es bildet daselbst Gänge in einem mit Pegmatitlagern wechselnden Gneissglimmerschiefer-Complex, welcher der SW.-Fortsetzung des Iffinger Granits gegenüber geologisch dieselbe Stellung einnimmt, wie der übrigens auch petrographisch vollkommen analoge Schichtenverband im Iselthal gegenüber den granitischen Gesteinen der Antholzer Masse. Pichler[2]) hat das Gestein von der Töll, das ebenso wie die Quarzglimmerporphyrite von St. Johann im Walde durch einen auffallenden Reichthum an accessorischem Granat ausgezeichnet ist, eingehend geschildert und zugleich die Art seines Vorkommens ausführlich erörtert. Bei einer späteren Gelegenheit[3]) hat Pichler für dieses Gestein die auf die Localität Bezug nehmende Bezeichnung „Töllit" vorgeschlagen; er theilt an dieser Stelle zugleich mit, dass ihm in der Innsbrucker Universität unter den alten Aufsammlungen der Commissäre des geognostisch-montanistischen Vereins von Tirol ein porphyritisches Gestein von Lienz vorliege, und zwar mit der irrthümlichen Etiquette „Granit", das in jeder Beziehung dem Dioritporphyr von der Töll gleicht. Es unterliegt sonach keinem Zweifel, dass Pichler's Töllit mit dem im vorliegenden Abschnitt behandelten, als Quarzglimmerporphyrit bezeichneten Gesteinstypus identisch ist.

2. Gruppe der dunklen quarzarmen Porphyrite mit zurücktretendem Glimmer-Gehalt.

In diese Gruppe von porphyritischen Gesteinen, welche Baron v. Foullon als das letzte Glied der Serie von Quarzglimmerporphyriten, gewissermassen als das basische Endglied der ganzen Reihe, abhandelt, gehört zunächst eine Reihe von Vorkommnissen, welche ich im Thalgebiete von Defereggen beobachtet habe, und die insgesammt in die nördliche Umrandung des Antholzer Granitgewölbes fallen. Es sind das die Localitäten:

Aufstieg zum Mulitzthörl,
Lüsenhorn im Westen des Mulitzthörls,
Thalsohle des Defereggenbaches westlich von Plon und Stemminger-Bach.

Daran schliessen sich sodann einige Vorkommnisse aus der südlichen, in's Pusterthal abdachenden Gneiss- und Glimmerschiefervorlage der Antholzer Granitmasse. Sie erscheinen unter den Localitätsbezeichnungen:

Nasenbach bei Bruneck,
Thalschlucht SSO. vom Rammelstein,
Kamm zwischen Wielenbach- und Antholzer Thal.

Anhangsweise reihe ich an diese Gruppe endlich eine Anzahl von Vorkommnissen an, welche theils hart am Südrande des Granites der

[1]) Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol. Innsbruck 1853.
[2]) Neues Jahrb. f. Mineral. Stuttgart 1873, pag. 940.
[3]) Neues Jahrb. f. Mineral. Stuttgart 1875, pag. 926.

Antholzer-Masse, theils im Granit selbst, in jedem Falle aber im Haupterhebungsgebiete dieser Masse auftreten. Es sind folgende Fundpunkte:

Abstieg vom Gänsebichljoch nach Antholz,
Südabstürze des Magensteines,
Südseite der Grubscharte,
Felsgrat des Hochflachkofels.

Wir gehen nun zur detaillirten Schilderung der hier namhaft gemachten Fundorte über.

Im Gebiete von Defereggen sind die geologisch interessantesten und auch petrographisch am schönsten ausgebildeten Vorkommnisse wohl jene, die man bei dem Aufstiege von Feld zum Mulitzthörl, also an der Südseite des Grenzkammes zwischen Defereggen- und Virgenthal, zu beobachten Gelegenheit hat. Dieser Aufstieg bietet uns zugleich einen Einblick in die Begrenzungsverhältnisse des auf das Thalgebiet von Defereggen entfallenden Abschnittes der Antholzer Granitmasse und in die Beschaffenheit der in ihrem Hangenden auftretenden Schichtfolge.

Das steil geböschte Gehänge, an dessen Fuss die Häuser von Feld liegen, repräsentirt den Schichtkopf des nördlichen Flügels dieses, dem Hauptthal entlang im Scheitel aufgebrochenen Granitgewölbes. Folgt man dem von Feld nach Gassen im Zickzack ansteigenden Saumweg, so nähert man sich der Nordgrenze dieser Anticlinale und gelangt zugleich aus den rein körnigen Gesteinen der Tiefe in die gneissartig-flaserig struirte Deck- und Randzone des Granitgewölbes. Die Nordgrenze der Anticlinale fällt mit dem oberen Rand der Culturterrasse von Gassen zusammen; nach Ost streicht sie unterhalb des Gehöftes Steming durch, zur Sohle des Hauptthales hinab, nach West hin steigt sie höher an das Gehänge hinan und greift dem Verflächen des nördlichen Gewölbeflügels entsprechend zugleich etwas tiefer in die bei Feld mündende Thalschlucht hinein. Hier sind auch die Hangendschichten des Gewölbekerns trefflich aufgeschlossen. Es sind gut geschichtete, vorwiegend muscovitführende Glimmerschiefer, die mit quarzreichen feldspatharmen Schiefergneissen und mit Pegmatitbänken alterniren; es ist das derselbe Schichtcomplex, der auch dem südlichen Gewölbeflügel des Granits in so grosser Mächtigkeit aufruht und in welchem wir bei St. Johann im Iselthal die Durchbrüche von Quarzglimmerporphyrit beobachtet haben. Die Schichtgesteine liegen hier mit steilem (50°) nördlichem Verflächen concordant über der gneissartigen Randzone des Granitkerns. Steigt man der vorerwähnten Thalschlucht entlang aufwärts, so verquert man etwa zehn Minuten oberhalb der Granitgrenze einen Zug von unreinem, durch accessorische Mineralführung ausgezeichneten Marmor, eine nur wenige Meter mächtige Lagermasse, die ich aber nach Ost und West hin in bedeutender Längsausdehnung verfolgen konnte. Man findet sie einerseits im Tegischer-Bache, andererseits im Nederwalde an der Südseite des Defereggen-Thales in derselben stratigraphischen Position wieder. In geringer Entfernung von diesem Lager krystallinischen Kalkes stösst man im Bachrinnsal auf grosse Blöcke von Porphyrit; es sind das die ersten Anzeichen des Vorkommens dieser Eruptivgesteine an dem Nordgehänge des Defereggen-Thales. Die Blöcke sind durchwegs von gerundeter

Gestalt und zeigen auf den vom Wildbach abgespülten und geglätteten Flächen in ausgezeichneter Weise das buntfleckige Gesteinsbild schlierig erstarrter Magmen. Die aus einer helleren, feldspathreicheren Grundmasse scharf heraustretenden dunkleren, an Glimmer und Hornblende reicheren Schlieren sind meist von eckigen Umrissen; sie liegen theils wirr durcheinander, theils zeigen sie deutlich eine lineare Anordnung in der Weise, dass sie als Fragmente zerstückter Schlierenbänder erscheinen. Man gewinnt aus dem Ganzen den Eindruck, dass hier noch im halbstarren Magma Bewegungen stattgefunden haben, die bei den lenticularen Schlieren zu winkeligen Verzerrungen der Umrisse, bei den Schlierenbändern zu Zerstückelungen und Zerreissungen und gleichzeitig zur Verschiebung der Theilstücke geführt haben.

Dass man es an dieser Fundstelle nur mit losen Blöcken zu thun hat, geht aus den angeführten Daten zur Genüge hervor. Das Ursprungsgebiet dieser Vorkommnisse liegt offenbar in den obersten Regionen dieses Thalgebietes, und zwar an den Südabstürzen des westlich vom Mulitzthörl aufragenden Lüsenhorns (2752 Meter). Hier setzen dieselben Gesteinstypen, die im Bachrinnsal zerstreut umherliegen, als schmale steil stehende Gänge mit zumeist meridianalen Streichen im Glimmerschiefer auf. In den Trümmerhalden am Fusse der Steilwände des Lüsenhorns bilden diese Eruptivgesteine einen nicht unwesentlichen Bestandtheil des Absturzmateriales; sie erscheinen hier in scharfkantigen Blöcken von meist sehr ansehnlichen Dimensionen, oft von mehreren Cubikmetern Inhalt. Längs des Jochsteiges selbst habe ich das Gestein nur an einem Punkte, etwa in der Mitte des Weges zwischen dem Gritzensee und der Jocheinsattlung in einem schmalen Gange anstehend beobachtet.

In dem vorwiegend aus Glimmerschiefer bestehenden Schichtgesteinscomplex, welcher den Deferegger Granitwall nördlich umrandet, ist mir noch an einer anderen, der Beobachtung leichter zugänglichen Stelle ein deutlicher Porphyritgang bekannt geworden. Derselbe liegt in der Thalsohle des Defereggenbaches, eine kurze Strecke westlich von Plon, an dem längs des linken Ufers von Hopfgarten nach St. Veit führenden Fahrwege. Quarzreiche, hier und da granatführende und in gneissartige Gesteine übergehende, dickbankige Glimmerschiefer, die mit 30—45° im Nord verflächen, bilden hier eine felsige Mauer zur Rechten des Weges. An dem östlichen Ende dieser Schichtkopfentblössungen setzt das Eruptivgestein als ein senkrechter Gang von ungefähr 0·5 Meter Breite auf und verquert die Glimmerschiefer nahezu unter einem rechten Winkel. Das stark verwitterte Gestein ist scheinbar sehr glimmerreich und gewinnt hierdurch äusserlich ein etwas anderes Aussehen als die in der Thalschlucht oberhalb Feld aufgefundenen Typen.

Porphyritische Gesteine, die mit jenen von Lüsenhorn sehr nahe übereinstimmen, fand ich endlich lose im Stemminger Bach, einem östlich von Feld von Süd her in den Defereggenbach mündenden Seitengraben. Sie stammen aus dem Gneissglimmerschiefercomplex, der dem südlichen Flügel des Granitgewölbes aufruht, also aus dem Gegenflügel der Schichtreihe, in welcher die Gänge von Plon und jene des bei Feld ausmündenden Thalgebietes aufsetzen.

Den hier besprochenen Porphyriten aus dem Defereggen-Thal und seiner Seitengräben schliessen sich nach Baron Foullon's Untersuchungen petrographisch sehr eng die Eruptivgesteine an, die ich in einem westlicher gelegenen Abschnitte der Hüllzonen des Antholzer Granitkerns, und zwar in dessen südlichen, gegen das Pusterthal abdachenden Vorlagen aufgefunden habe.

Zwei dieser Vorkommnisse konnten nur auf Grund loser Blöcke constatirt werden. Das eine derselben liegt in dem Oberlaufe des vom Hochnall (ONO. von Bruneck) zur Rienz herabziehenden Nasenbaches, unterhalb der Aschbacher-Alpe, das zweite in dem südlichsten Seitenaste der vielverzweigten, unwegsamen Thalschlucht, welche mit ihren Hauptquellarmen an der Südostabdachung des Rammelsteins entspringt und zehn Minuten nördlich vom Antholzer Bade in die gleichnamige Thalweitung mündet. Beide Fundpunkte liegen nahezu in derselben Höhencôte, in ungefähr 1800 Meter Seehöhe, und zugleich in demselben geologischen Niveau, in jener breiten Zone von grobflaserigen Muscovitgneissen nämlich, deren wir bereits bei Besprechung des Vorkommens von Quarzglimmerporphyrit im Grenzkamm zwischen Tesselberger- und Wielenbach gedacht haben.

Verfolgt man den Hochnall-Rammelsteinkamm, in dessen Bereiche diese beiden Fundpunkte liegen, weiter nach Nord, so gelangt man kurz vor den Felsschroffen, durch welche das Granitlager des Zinsnock durchstreicht, zu dem dritten der hier zu erwähnenden Porphyritvorkommnisse, demselben, das in Baron Foullon's petrographischen Schilderungen unter der Localitätsbezeichnung: Kamm zwischen Wielenbach und Antholzerthal (südlich vom Mühlbachjoch, Abendweide) als Nadelporphyrit angeführt wird. Die Verbandverhältnisse zwischen Schicht- und Eruptivgestein sind hier vollkommen klar. Unter den in Süd geneigten dickbankigen Muscovit-Knotengneissen des Rammelsteins treten nördlich an einer durch eine scharfe Einsenkung markirten Stelle dunkle, dünngeschichtete, schieferige Gneisse hervor, welche mit 60—70° in Süd, also unter die massigen Gneisse des Rammelsteins einschiessen. Sie wechseln wiederholt mit dünnbankigen, granatführenden Biotitflasergneissen und weiter im Nord mit hellfärbigen schieferigen Quarziten; nach Nord längs der Kammlinie fortschreitend beobachtet man zugleich, dass der ganze Complex plötzlich mit derselben Steilheit in Nord einfällt, dass man also einen Fächer oder eine eng zusammengepresste Anticlinale verquert hat. In den nördlichen Flügel dieses Schichtensattels schaltet sich noch vor den obenerwähnten Granitschroffen („Abendweide" der photographisch reproducirten Original-Aufnahmssection 1 : 25000) eine Zone von rostroth verwitternden, unregelmässig zerklüfteten Glimmerschiefern mit phyllitischem Habitus ein, welche ein Lager von schmutzig gelbbraunem, anscheinend dichten Bänderkalk umschliesst. Kalk und Schiefer verflächen den Gneissen concordant mit 70° im Nord. Durch ihre nur auf der Kammhöhe selbst deutlich aufgeschlossenen Schichtköpfe setzt nun dem First des Kammes entlang, also senkrecht auf das Streichen der Schichtgesteinsbänke, ein Porphyritgang durch. Er scheint völlig lothrecht aufzusteigen und streicht ohne Unterbrechung und ohne Wechsel in der Mächtigkeit (0·8 Meter) durch Kalk und Schiefer hindurch. Contactveränderungen waren nicht zu beobachten.

Das Eruptivgestein selbst ist dunkel schwärzlichgrau und trotz der reichlichen Imprägnation mit Schwefelkies noch verhältnissmässig frisch. Unter den makroskopisch sichtbaren Bestandtheilen fällt in erster Linie der Biotit auf; Hornblendesäulchen sind spärlich, auch die Feldspathleisten treten aus der feinverfilzten Grundmasse nur undeutlich hervor. Im äusseren Habitus stimmt dieses Gestein am besten mit dem Porphyrit westlich von Plon im Defereggen-Thal und nächst diesem mit dem Material, das die Porphyritblöcke im oberen Nasenbach geliefert haben, überein.

Noch weiter in Nord, hart am Fusse der Haupterhebungen der Rieserfernergruppe, treten abermals porphyritische Eruptivgesteine auf, die ich aber nur in losen Blöcken zu beobachten Gelegenheit hatte. Während des Abstieges vom Gänsebichljoch nach Antholz fand ich noch im Bereiche des Schuttgürtels der Jochregion in ungefähr 2300 Meter Höhe die ersten Vorkommnisse dieser Art. Eine zweite Serie von Porphyritblöcken lag etwa 200 Meter tiefer nahe der Waldgrenze. Die ersterwähnten Fundstücke sind den Gesteinen vom Kamm zwischen Wielenbach und Antholzer Thal und aus dem oberen Nasenbach ziemlich ähnlich. Sie sind jedoch von dichterem Gefüge und weniger reich an makroskopisch hervortretendem Biotit; die Hornblendenädelchen treten dagegen wieder deutlicher aus der Grundmasse heraus.

Die tiefer gelegenen Blöcke stammen aus Gängen im Granit des Magensteins; einzelne der hier ausgestreuten Gesteinstrümmer zeigen sehr schön den Contact zwischen dem grobkörnigen Granit und dem feinporphyrischen jüngeren Eruptivgestein. Ueber die Provenienz der Blöcke kann somit hier keinerlei Zweifel bestehen, wenn auch Gänge in anstehendem Fels nicht beobachtet werden konnten. Das Eruptivgestein selbst besitzt eine feinkrystallinische Grundmasse von rauchgrauer Farbe, aus welcher sich einzelne hellere Feldspathleistchen und spreuartig eingestreut dunkle Hornblendenädelchen und Glimmerschüppchen sehr scharf herausheben; hie und da bemerkt man ausserdem ein Quarzkorn, das die übrigen zierlichen Einsprenglinge an Grösse so auffallend überragt, dass man unwillkürlich an künstliche Einschlüsse denkt. Das Gestein weicht also im äusseren Habitus von den vorerwähnten Porphyrit-Varietäten sehr wesentlich ab.

Um so auffallender ist dagegen die Uebereinstimmung mit einem Vorkommen, das ich an einem naheliegenden Punkte in den mit Pegmatitlagern wechselnden Glimmerschiefern an der Südseite des Grubschartls (Rauhkoflscharte) aufgefunden habe. Steigt man aus dem Reinthal durch den Lanebach zum Grubschartl empor, so erreicht man kurz vor der Jocheinsattlung die Südgrenze der Granitgneisszone, welche den aus granitischen und tonalitischen Gesteinen bestehenden Kern der Antholzer Masse umrandet. Die Jochregion und die Höhen zu beiden Seiten fallen bereits in den Bereich der aus Glimmerschiefer, feldspatharmen Schiefergneissen und Pegmatitlagern aufgebauten Hüllzone des massigen Kerns. Innerhalb dieser Schichtenserie setzen an der Südseite der Jochscharte an den vom Rauhkofl herabziehenden Felsrippen in circa 2800 Meter Seehöhe schmale Porphyritgänge auf, deren Material jenem der Blöcke am Fusse des Magensteins so sehr gleicht, dass man die Vorkommnisse ohne Fundortsbezeichnung kaum aus-

einanderzuhalten vermöchte. Auch im mikroskopischen Detail sind, wie Baron v. Foullon's Untersuchungen gezeigt haben, schärfer fassbare Unterschiede nicht vorhanden. Im vorliegenden Falle haben wir es also mit einem Gesteinstypus zu thun, der im Granit und gleichzeitig in seiner Hüllzone gangbildend auftritt.

Ein besonders lehrreiches Beispiel dieser Art von jüngeren Intrusionen in der unmittelbaren Grenzregion des Granitkerns und seiner Hüllzone bieten die Aufschlüsse in dem schroffen Felsgrat, der sich vom Hochflachkofl zur Linken des Abstieges von der Antholzer Scharte in's gleichnamige Thal hinaberstreckt. Ueber den complicirten Wechsel von verschiedenartigen Schichtgesteinen der Randzone (Gneissen, Glimmerschiefern mit Pegmatitlagern, Hornblendeschiefern und Bänderkalken) mit der Schichtung concordant gestreckten Linsen und Platten von granitischen Gesteinen, der sich hier der Beobachtung darbietet, und klarer als an irgend einem anderen Punkte des Randgebietes den innigen genetischen Zusammenhang des Granitkerns mit seinen krystallinischen Deck- und Hüllschichten zur Anschauung bringt, wurde bereits an einer anderen Stelle ausführlicher berichtet.[1]) Hier soll nur nochmals auf die Porphyritgänge aufmerksam gemacht werden, welche diesen complicirten Schichtenverband quer durchsetzen. Trotz ihrer geringen Mächtigkeit können sie durch mehrere Glieder der Schichtenreihe hindurch verfolgt werden. Ihrem Gesteinsmateriale nach schliessen sie sich eng an die Vorkommnisse am Fusse der Abstürze des Magensteines an. Sie enthalten auch gleich den eben genannten Porphyriten nicht selten grössere, wohl als Einschlüsse zu deutende Quarzbrocken.

IV. Intrusionen porphyritischer Gesteine im Thonglimmerschiefergebiete des Pusterthales.

Im Bereiche der vorwiegend aus Phylliten bestehenden jüngsten Gesteinszone innerhalb der krystallinischen Schichtenserie an der Südseite der hohen Tauern, der sogenannten Thonglimmerschieferzone des Pusterthales, habe ich in der Umgebung von Bruneck und von hier nach O. und W. hin an verschiedenen Punkten Durchbrüche von Eruptivgesteinen beobachtet, welche in ihrer geologischen Erscheinung sowohl, wie in ihrer petrographischen Beschaffenheit eine vollständige Analogie zu jenen Intrusionen darstellen, die oben aus dem Gebiete des Brixener-Granits beschrieben wurden. Es handelt sich auch hier um Gangbildungen, die nur in sehr beschränkter Mächtigkeit und mit sehr geringer Längsentwicklung auftreten, und deren Füllung der Hauptsache nach aus einem quarzarmen, durch einen grösseren oder geringeren accessorischen Gehalt an Augit ausgezeichneten Quarzporphyrit besteht. Wie unter den Gesteinen aus dem Granitgebiete entwickeln sich auch hier durch ausnahmsweise Anreicherung des Augitgehaltes Uebergangstypen zum Diabasporphyrit. Geologische Charakteristik und petrographische Entwicklung sind für die Intrusionen im Granit und in der

[1]) F. Teller, Ueber die Aufnahmen im Hochpusterthal, speciell im Bereiche der Antholzer Granitmasse. Verh. d. geol. Reichsanst. 1882, pag 345.

Thonglimmerschieferzone so vollkommen gleichartig, dass ich nicht Anstand nehme, diese in so verschiedenaltrigen Gesteinszonen auftretenden Gangbildungen als Producte einer und derselben Eruptionsepoche aufzufassen.

Ich schliesse hier sofort die Details an, welche mir über Intrusionserscheinungen im Thonglimmerschiefer bekannt geworden sind.

Verfolgt man die Fahrstrasse von Kaltenhaus bei Kiens nach Ost in der Richtung gegen Bruneck, so gelangt man etwa auf halben Wege nach Lothen, der Eisenbahnstation Ehrenburg gegenüber, zu einem kleinen Aufschluss, der den Schichtenmantel des Granits von Kiens, einen Complex südlich verflächender Thonglimmerschiefer, entblösst. In diesem Aufschlusse, dem ersten, der uns östlich von dem breiten Schuttkegel von Kiens einen Einblick in das Grundgerüste der nördlichen Lehne des Hauptthales gestattet, setzen unmittelbar an der Strasse und hart nebeneinander drei Porphyritgänge auf, die in N15W. streichen und somit den Phyllitcomplex nahezu rechtwinkelig verqueren. Der erste Gang ist der mächtigste, seine Breite schwankt zwischen 0·7—1 Meter; er entblösst ein feinkörniges Gestein, mit zahlreichen grösseren Einsprenglingen von Quarz, welche gegen die Ganggrenze hin so sehr an Häufigkeit zunehmen, dass man sie als Einschlüsse deuten möchte. Der zweite Gang ist bedeutend schmäler, der dritte endlich erreicht kaum 0·2 Meter Breite; ihre Gangfüllung besteht aus einem gleichmässig feinkörnigen Gestein, das sich makroskopisch von dem Gestein des ersten Ganges nur durch den Mangel an grösseren Einsprenglingen unterscheidet. In Bezug auf ihre mineralogische Zusammensetzung erscheinen die Gesteine dieser zweifellos einer Intrusion angehörigen Gänge dadurch besonders interessant, dass sie in trefflicher Weise die Schwankungen illustriren, denen der Augitgehalt dieser Porphyrite unterliegt. Während eine Probe aus dem zweiten Gange („Kaltenhaus-Lothen Nr. 2" in Foullon's Beschreibung) als ein normaler Quarzporphyrit erscheint, weist das Gestein aus der mächtigsten Intrusionsmasse des ganzen Gangsystemes („Kaltenhaus-Lothen Nr. 1") einen so hohen Gehalt an Augit auf, dass sich Foullon bestimmt sah, dasselbe von den Quarzporphyriten abzutrennen und als Diabasporphyrit gesondert zu behandeln. Die dritte Gesteinsprobe endlich, welche Foullon unter der Localitätsangabe „Kaltenhaus - Lothen Nr. 3" beschreibt, — ein normaler Quarzporphyrit mit makroskopisch auffallenden, spreuartig eingestreuten Hornblendesäulchen, — stammt aus einem der losen Porphyritblöcke, die in grosser Zahl im Gehängschutt und den Mauern in der nächsten Umgebung der geschilderten Gangmassen auftreten. Die Häufigkeit solcher Findlinge lässt darauf schliessen, dass die genannten Eruptivgesteinstypen dem nördlichen Thalgehänge entlang eine grosse Verbreitung besitzen.

Ein vortreffliches Bild der porphyritischen Intrusionen im Thonglimmerschiefer geben die Entblössungen längs der Südbahnstrecke Ehrenburg—St. Lorenzen (W. von Bruneck), und zwar in jenem Abschnitt des Schienenstranges, der zwischen dem Wächterhause 273 und der Ueberbrückung des in's Gaderthal führenden Fahrweges liegt. Auf eine Aufschlusslänge von nicht ganz 2000 Meter fallen hier nicht

weniger als 11, in ihren Begrenzungverhältnissen völlig klare Gänge von Porphyrit. Der durchbrochene Glimmerschiefercomplex ist ebenso wie am rechten Rienzufer sehr steil aufgerichtet; die Schichtgesteinsplatten schiessen durchschnittlich mit 80° Neigung in Süd ein. Die Porphyritgänge dagegen streichen durchwegs in N. oder NNO., verqueren also die Schichtgesteine nahezu rechtwinkelig. Die Mächtigkeit der Gangbildungen schwankt zwischen 0·5—3 Meter.

Die weiteren Details dieser Aufschlüsse bieten kein besonderes Interesse. Ich erwähne nur noch, dass die westlichsten der hier zu beobachtenden Gangbildungen (Nr. 1—3) an der Curve liegen, welche sich unmittelbar an das Wächterhaus 273 in der Richtung gegen Bruneck hin anschliesst. Das östlichste Gangvorkommen (Nr. 11) liegt in dem Felshöcker, welchen die Bahn zwischen der Eisenbrücke über den Gaderbach und dem kleinen Brückenobject, unter dem der Fahrweg in das Gaderthal hineinführt, durchschneidet. Der mächtigste Gang der ganzen Serie, der eine Breite von 3 Meter erreicht, liegt westlich vor der Brücke über den Gaderbach, der Sonnenburg gerade gegenüber. Der kurze Abstand, der die Aufschlüsse längs des Bahnkörpers von den plattigen Wänden der Sonnenburg trennt, legt den Gedanken nahe, die Fortsetzung der beschriebenen Gangbildungen am rechten Rienzufer aufzusuchen. Die zu diesem Behufe vorgenommenen Begehungen ergaben, dass von den zahlreichen und, wie wir gesehen haben, zum Theile ziemlich mächtigen Gängen an der linken Thalseite kein einziger auf das rechte Ufer herübersetzt. Es ist das ein weiterer Beleg für die wiederholt betonte räumliche Beschränkung in der Ausbildung dieser porphyritischen Intrusionen.

Ein weiterer Punkt, an welchem die künstlichen Aufschlüsse längs des Schienenstranges einen Porphyritdurchbruch entblössen, liegt östlich von Bruneck, gegenüber der Ortschaft Niederwielenbach. Im Bereiche des nach Nord vorspringenden Bogens, welchen die Bahnlinie zwischen Achleitenberg (972 Meter) und Nieder-Olang beschreibt, treten im Wechsel mit den grauen Phylliten der Thonglimmerschieferzone in bedeutender Mächtigkeit harte, durch ein massigeres Gefüge ausgezeichnete, kurzklüftige, dunkle Talk- und Sericitgneisse auf. Der genannte Schichtcomplex ist steil aufgerichtet, bald etwas in Nord, bald in Süd geneigt, oder steht wohl auch vollkommen senkrecht. Etwa 20 Schritte vor dem Doppeltunnel gegenüber von Niederwielenbach (Wächterhaus 261) setzt in diesen Gneissen, die hier mit 80° in Nord geneigt sind, ein scharf begrenzter Porphyritgang auf. Er durchquert die Schichtgesteinslagen in norsüdlicher Richtung, seine Mächtigkeit beträgt 1·5 Meter.

Eine grössere Anzahl porphyritischer Intrusionen ist endlich in der Umgebung von Bruneck selbst zu beobachten. Es ist gewiss von Interesse, dass Klipstein schon im Jahre 1842 auf diese Vorkommnisse aufmerksam gemacht hat.[1]) „Am Buchberge bei Stech, westlich von Brunecken", schreibt Klipstein, „wird der dort herrschende Glimmerschiefer durchsetzt von untergeordneten dioritähnlichen

[1]) A. v. Klipstein, Geologische Fragmente aus dem Tagebuche einer Reise durch Baiern nach den östlichen Alpen. Karsten's Archiv. Berlin 1842. Band 16, pag. 711 und 712.

und porphyritischen Massen, welche Lager von 5—30′ Mächtigkeit darin bilden", und an einer anderen Stelle: „Auch südwärts von Brunecken im Gebirge hinter der Michelsburg, durchsetzen den Glimmerschiefer noch untergeordnete Massen von Porphyrit, und zwar theils gangförmig, theils parallel den Schichtungsflächen."

Unter dem Buchberg bei Stech ist die noch in die Thonglimmerschieferzone fallende Waldkuppe bei Stegen, am Zusammenflusse von Rienz und Ahrnbach zu verstehen, in deren Bereich an verschiedenen Stellen porphyritische Gesteine zu Tage treten. Bei Bruneck konnte ich einen schief aufsteigenden Gang an der Berglehne constatiren, an der sich die südlichsten Ausläufer der neuen städtischen Parkanlagen hinanziehen. Aehnliche Durchbrüche beobachtete ich in Uebereinstimmung mit Klipsteins Angaben an der NO.-Seite des Kuhbergels und auf der kleinen Vorstufe (Vogelhütte) nördlich von dieser nun mit einer Aussichtswarte gekrönten Anhöhe. Die Entblössungen sind jedoch hier durchwegs so mangelhaft, dass sie nach den instructiven Aufschlüssen an der Bahnlinie kein besonderes Interesse mehr erregen können.

Ausser den hier besprochenen Intrusionen sind mir in dem weiten Verbreitungsgebiete des sogenannten Thonglimmerschiefers noch an verschiedenen Punkten Eruptivgesteine bekannt geworden, die zwar in ihrer Lagerungsform, in ihren Mächtigkeitsverhältnissen und anderen äusseren Merkmalen den geschilderten Porphyritdurchbrüchen vollkommen analog sind, ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach jedoch grösstentheils als Diabase zu bezeichnen sein dürften. Weit vorgeschrittene Zersetzungserscheinungen gestatten leider meist kein sicheres Urtheil über die Stellung dieser Gesteine. In diese Gruppe von Vorkommnissen gehören die Eruptivgesteine, welche ich nächst der Christinenrast, südlich von Mühlbach (N. von ef des Wortes Stieflerwald der Special-Karte), ferner im Reviere des Anerberg, O. von Mühlbach (an dem Wege, der von dem gleichnamigen Berghofe zu einer kleinen Mühle hinaufführt), sodann auf den Gampilerwiesen bei Lüsen und endlich nahe dem Gipfel der Plose bei Brixen (Fröllspitze der Sp. K. 2501 Meter) beobachtet habe. In ihren speciellen geologischen Verhältnissen bieten diese Vorkommnisse kein genügendes Interesse, um eine eingehendere Besprechung zu rechtfertigen.

Ueber Porphyrite aus Tirol.

Von **H. Baron von Foullon.**

In vorstehender Abhandlung hat Herr Fr. Teller über das Vorkommen einer Reihe von Eruptivgesteinen in Tirol Mittheilung gemacht. Der Genannte hat mir ein sehr reiches Material zur Untersuchung zur Verfügung gestellt, über deren Resultate im Nachfolgenden berichtet wird.

In erster Linie sind es die Verbreitungsbezirke, die ein besonderes Interesse erregen, indem gewisse Gesteine von den äussersten Grenzen im Westen bis zu jenen im Osten beobachtet werden. Aber auch über die Aufnahmsgebiete des Herrn Teller reichen analoge Vorkommen hinaus und so erschien es zweckmässig, auch einige von Herrn Oberbergrath Stache, Herrn Vacek und Dr. Bittner gesammelte zu untersuchen und hier einzureihen.

Bei dem heutigen Stand unserer Kenntnisse werden Beschreibungen der Zusammensetzung von Eruptivgesteinen bekannter Familien kaum mehr besonders bemerkenswerthe Thatsachen zu Tage fördern. Wesentliches ist in genetischer Hinsicht und bezüglich der chemischen Constitution, namentlich einzelner gesteinsbildender Minerale zu erwarten.

Ein anderer Gesichtspunkt ist der, dass im Zusammenhange mit der geologischen Landesaufnahme die Eruptivgesteine auch mikroskopisch untersucht werden, um das Wesentlichste ihrer Eigenthümlichkeiten kennen zu lernen, Verbreitungsbezirke gleichartiger oder ähnlicher Vorkommnisse nachzuweisen, sie zu classificiren und den leichteren Uebersicht wegen in bekannte Systeme einzureihen u. s. w. Bei dieser Arbeit werden sich häufig geeignete Objecte für die weitere Forschung auf dem Gebiete der Mineralchemie und Mineralphysik finden. Es erscheint nicht immer möglich die Untersuchungen in den genannten Richtungen sofort auszuführen, einmal weil der Geologe selten in der Lage ist so viel Material aufzusammeln als derlei Arbeiten oft beanspruchen, dann wegen des meist sehr grossen Zeitaufwandes, den sie erfordern. Die allgemein beschreibende petrographische Charakteristik muss in unmittelbarem Zusammenhange mit der geologischen Darstellung folgen und soll ja die letztere möglichst bald nach der ausgeführten

Aufnahme den weitesten Kreisen zugänglich werden. Es gibt übrigens noch eine Reihe wichtiger Gründe, die Untersuchungen in diesen Richtungen separat durchzuführen und die Resultate abgesondert zusammenzustellen, die nicht weiter angeführt werden sollen.

Die hier gegebene Beschreibung bezweckt demnach die allgemeine Charakteristik und wurden Besonderheiten namentlich soweit hervorgehoben, als sie jene Momente berühren, welche des eingehenden gesonderten Detailstudiums zu empfehlen sind. Es betrifft dies Feldspathe mit schaligen Aufbau, Umwandlung von Feldspath und Neubildung von Epidot, die Genesis gewisser Quarze und ganz besonders viele Hornblenden.

Die Zutheilung der Einzelvorkommen zu Gesteinsfamilien wurde nicht ängstlich nach den beobachteten Mineralen vorgenommen, wobei selbstverständlich die mineralogische Zusammensetzung im Allgemeinen das maassgebende Princip war. Wo aber z. B. ein Bestandtheil ausfällt oder hinzukommt, im Uebrigen aber mit einer Gruppe einer anderen Familie als welcher das Gestein jetzt zugehören würde ein hoher Grad von Verwandtschaft besteht, wurde es bei der verwandten Gruppe belassen. Ganz zu rechtfertigen ist ein solcher Vorgang allerdings nicht, denn ein Porphyrit, der keinen Glimmer enthält, ist kein Quarzglimmerporphyrit und sobald das Gestein irgendwo einzeln angeführt wird, darf es so nicht bezeichnet werden. Es wurde hier aber auf die allgemeine Verwandtschaft ein besonderes Gewicht gelegt und wo sie durch das Fehlen oder Hinzutreten eines Bestandtheiles wenig oder nicht alterirt wird, erfolgte auch die Zutheilung zu einer anderen Familie nicht, wo das betreffende Gestein ganz isolirt stehen würde. Natürlich ist in allen derartigen Fällen auf den beregten Umstand besonders aufmerksam gemacht.

Zur Erleichterung der Uebersicht sind die Glieder der verschiedenen Gesteinsfamilien noch in „Gruppen" zusammengefasst, wodurch mehrfach Wiedererholungen in der Beschreibung vermieden werden konnten. Ein grosser Theil der Quarzglimmerporphyrite als auch der Quarzporphyrite ist sehr arm an Quarz und könnten aus beiden Familien eine Anzahl Glieder den Porphyriten einverleibt werden. Bei den überall herrschenden Uebergängen hätte irgendwo eine willkürliche Abtheilung erfolgen müssen, es würden neben den Gruppen der Quarzglimmerporphyrite und Quarzporphyrite gleiche als Porphyrite erscheinen, bei deren Mehrzahl doch wieder ein geringer Quarzgehalt vorhanden ist.

Unter diesen Voraussetzungen finden sich die gesammten Vorkommen in den Familien: Quarzglimmerporphyrite, Quarzporphyrite, Diabasporphyrite und als Anhang ein Diabas vertheilt. Am Schlusse der Arbeit ist eine Zusammenstellung gegeben. in der jede Localität und die Familie, respective Gruppe in welche das betreffende Gestein eingereiht ist, unschwer gefunden werden kann.

Quarzglimmerporphyrit.

1. Die typischen Tonalite des Adamello neigen nur selten zu einer porphyrischen Ausbildung in dem Sinne, dass Quarz und Feldspath in kleinen Körnchen eine Grundmasse bilden, in der grössere Quarz-, Feldspath-, Glimmer- und Hornblendekrystalle liegen. Von Herrn Dr. A.

Bittner gesammelte Proben aus dem Val Daone ober Malga Stabolon zeigen in einem Handstücke neben der körnigen Ausbildung auch schon porphyrische, so dass es dem subjectiven Ermessen des Beobachters überlassen bleibt, ob er die Gesteine zu den Quarzglimmerdioriten oder deren Porphyriten stellt.

Hierher gehört auch ein Vorkommen aus dem hinteren Sct. Valentinothale, von Herrn Oberbergrath Stache geschlagen. In der dunklen Grundmasse treten grosse, bis $1^1/_2$ Centimeter Durchmesser aufweisende Feldspatheinsprenglinge in grosser Menge auf. Biotit erkennt man deutlich, Hornblende lässt sich vermuthen. Unter dem Mikroscop zeigt sich, dass das letztere Mineral an der Zusammensetzung der (im mikroskopischen Sinne) mehr grobkörnigen Grundmasse lebhaften Antheil nimmt und gegen Biotit weit überwiegt. Sowohl die tief dunkelgrüne bis hellgrüne Hornblende, einzelne tief braune Biotite und prächtig gestreifte Feldspathe erscheinen porphyrsch ausgeschieden, die beiden ersteren Minerale aber in wesentlich kleineren und unregelmässiger ausgebildeten Individuen als die Feldspathe. Die Hornblende ist mannigfach durchwachsen von Feldspath, Glimmer, umschliesst Quarz und sind die porphyrischen Partien meist Aggregate kleinerer Individuen. Quarz betheiligt sich an der Zusammensetzung der Grundmasse in reichlicher Menge. Viele kleine Zirkonsäulchen und andere Mikrolithe durchschwärmen das Gestein. Es trägt den Tonalittypus, als dessen porphyrische Ausbildung es angesehen werden kann.

Nahe verwandt ist das ebenfalls von Herrn Oberbergrath Stache gesammelte Gestein aus dem hinteren Ultenthal (Aufstieg zum Saent Joch), welches sich durch seine tiefgrüne bis gelblichgrüne, spiessige, aber doch besser ausgebildete Hornblende auszeichnet, die gegenüber dem braunen Biotit stark vorwaltet.

Namentlich mikroskopisch bildet eine Probe aus dem Ultenthal (Stache) einen guten Uebergang zu den nächst beschriebenen Iselthaler Gesteinen. Sie ist kleinporphyrisch, Feldspath, Hornblende und Glimmer sind gut kenntlich. Die spärlichere Hornblende ist lichter, mitunter verzwillingt, und treten viele Biotitschuppen in der quarzarmen, feldspathreichen Grundmasse auf. Apatitsäulen erreichen eine ansehnliche Grösse, sie sind durch centrale Anhäufung von Einschlüssen ausgezeichnet. Ansonst sieht man auch hier Erz, Turmalin und Zirkon.

2. Weit im Osten, im mittleren Abschnitte des bei Lienz in die Drau mündenden Iselthales, constatirte Herr Teller Vorkommen, die den Tonaliten im gewissen Sinne ähneln. Die Gesteine stammen aus Gängen, welche bei dem Gehöfte Oblasser am linken und an der Ausmündung des Grossbaches und Michelbaches, nordwestlich von St. Johann am rechten Iselthalgehänge im Glimmerschiefer aufsetzen (siehe vorstehende Abhandlung [1]) S. 732—738).

Makroskopisch hält man die Gesteine für ziemlich grobkörnige Diorite; Quarz und Feldspath, letzterer weit vorwaltend, verleihen dem Gesteine die weisse Farbe. Besonders charakteristisch tritt der dunkelbraune Biotit auf, er bildet Säulen, die bis mehr als $^1/_2$ Centimeter Durchmesser und noch grössere Länge erreichen. Minder gut ausge-

[1]) Von nun ab wird statt „vorstehende Abhandlung" nur v. A. gesetzt sein.

bildet ist die Hornblende und schon mit freiem Auge sieht man häufig grössere weisse Einschlüsse in ihr. Eine ähnliche Erscheinung bietet sich bei den in ziemlicher Menge im Gestein eingesprengten Granatkörnern dar, zum Theil beobachtet man aber auch ziemlich gut ausgebildete Rhombendodekaeder von lichtrother Farbe. Die Grösse der Granate wechselt sehr, die kleinsten haben kaum 1 Millimeter Durchmesser, die grössten $1^1/_2$ Centimeter und mehr.

In Schliffen tritt, im gewöhnlichen Lichte, die erwähnte Aehnlichkeit der vorliegenden Gesteine mit den Tonaliten ebenfalls hervor. Die grossen, zonal gebauten Plagioklase, unregelmässig begrenzte Quarzkörner und der tief dunkelbraun gefärbte Biotit erinnern an die Gemengtheile der Tonalite. Namentlich die grossen Feldspatheinschlüsse im Biotit und die zahlreichen kleineren in der Hornblende kehren hier wieder. Die letztere Mineralsubstanz bildet manchmal nur das verbindende Cement von Feldspath- und Quarzkörnern. Sie ist von anderer Farbe als in den Tonaliten, meist gelbbraun, seltener grünlich-gelb, ausnahmsweise erstere von letzterer umsäumt und tritt auch der Menge nach zurück. Hornblendezwillinge und parallele Verwachsung von Hornblende und Biotit beobachtet man auch hier.

Im polarisirten Lichte sieht man aber, dass diese Gesteine doch eine porphyrische Ausbildung besitzen, denn zwischen den grösseren Feldspathkrystallen und den Quarzkörnern liegt ein inniges Gemenge kleiner Körnchen beider Minerale. Liegt schon hierin ein wesentlicher Unterschied gegen die Grundmasse der Porphyre der Tonalite, so wird derselbe durch das Auftreten langgezogener Glimmerschmitzchen noch bedeutend vermehrt, welche Erscheinung bereits in dem Ultenthaler Gestein beginnt.

In den Proben von Oblasser bei Huben überwiegen die grossen Feldspathe der Menge der enthaltenen Substanz nach, stellenweise wohl auch bezüglich der Individuenzahl über die kleinen; die Grundmasse ist quarzreich. Im Vorkommen von der Ausmündung des Grossbaches, nördlich von St. Johann, ist die Individuenzahl der der Grundmasse angehörigen Feldspathe grösser als jene der porphyrischen, in der Zusammensetzung wechselt sie sehr, bald ist sie quarz-, bald feldspathreich. Schon hier gewahrt man, dass die einzelnen Schalen der zonal gebauten Plagioklase ein verschiedenes optisches Verhalten zeigen, demnach verschiedene Mischungsverhältnisse besitzen müssen. In später zu erwähnenden Gesteinen tritt dies noch viel auffallender hervor.

Die Granate zeigen häufig eine netzartige Ausbildung, die Granatsubstanz umschliesst vorwiegend Quarz, seltener Glimmer und Hornblende

3. Eine andere Gruppe bilden Vorkommen, welche schon die Betrachtung mit freiem Auge als Porphyrite erkennen lässt. Den Uebergang zu der oben beschriebenen Gruppe bildet eine Probe vom Schuttkegel von Schlaiten im Iselthal, wo in einer grau und weiss melirten Grundmasse reichlich Biotitsäulen Hornblendeindividuen und Granate liegen. Die porphyrisch ausgeschiedenen Minerale sind kleiner als in der vorbeschriebenen Gruppe. Proben von Oblasser bei Huben sind feiner im Korn, es mehren sich Glimmer und Hornblende.

Granat fehlt; beide Eigenschaften treten in dem Gange im oberen Mühlbachthal (Ostgehänge, nördlich vom Zinsnock) noch mehr hervor. Die Grundmasse des Vorkommens vom Kamm zwischen Wielenbach- und dem Tesselberger Thale (hart an der Waldgrenze) ist schon dunkelgrau, die Feldspathkrystalle sind klein, ebenso die übrigen Einsprenglinge, mit Ausnahme einiger weniger Glimmersäulen. Noch dunkler ist das Gestein von der Westseite des Adamello, Val Gallinera; es ist arm an Feldspatheinsprenglingen, Hornblende tritt manchmal in längeren Säulchen auf, Glimmer erscheint nur vereinzelt, ebenso Quarzkörner. Die losen Blöcke vom Fusse der Plösewand in Defereggen bieten, ausser jener des Val Gallinera die feinkörnigste Ausbildung, sie ist etwas feldspathreicher als die vorhergehende, deshalb auch etwas lichter in der Farbe. Hier treten mehr die einschlussreichen Hornblenden aus der Grundmasse hervor.

Die Proben vom Schuttkegel von Schlaiten und aus dem oberen Mühlbachthale enthalten, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, ziemlich viel porphyrische Quarzkörner, die wie jene der vorbeschriebenen Gruppe, oft reich an Flüssigkeitseinschlüssen sind, wovon wieder eine grosse Zahl spontan bewegliche Libellen besitzt. In den übrigen Vorkommen erscheint Quarz nur in der Grundmasse. Bezüglich der Korngrösse der letzteren ist der äussere Befund einigermassen täuschend, während das Gestein von Schlaiten noch fast körnig aussieht, hat es dennoch die feinstkörnige und wohl auch die grösste Menge Grundmasse. Am spärlichsten und gröbsten im Korn ist sie in einem Vorkommen des oberen Mühlbachthales. In den anderen hält sie bezüglich des Kornes und der Menge zwischen diesen beiden Extremen ziemlich die Mitte. Ueberall betheiligen sich namentlich Glimmer und auch Hornblende an ihrer Zusammensetzung, ja fleckweise waltet sogar Glimmer über die einzelnen anderen Bestandtheile vor. Eine eigenthümliche Ausbildung erlangt der Glimmer in der Grundmasse der Gesteine von Oblasser. Während er in den übrigen ungleichmässig vertheilt ist und in ganz unregelmässig begrenzten Fetzchen auftritt, erscheint er hier in mehr gleichmässiger Mischung und in lang gezogenen Individuen, die man eher für Hornblenden halten würde. Die ausnahmslose gerade Auslöschung lässt sie aber als Glimmer erkennen. Theils liegen sie einzeln, theils treten mehrere, öfter mit der Tendenz zur Garbenbildung, zusammen. Vereinzelt erscheinen solche Glimmerindividuen neben den vorwaltenden Fetzchen auch in dem quarzarmen Porphyrit vom Kamm zwischen Wielenbach und dem Tesselberger Thale.

Von den porphyrischen Bestandtheilen erregt vor Allem der Feldspath ein besonderes Interesse. In keiner der vorhandenen Proben ist er durchgehends frisch, überall zeigt sich partielle Veränderung, die mit dem zonalen Bau im engsten Zusammenhange steht. Meist trifft sie den Kern zuerst, mit ihm aber häufig noch mehrere Schalen gegen den Aussenrand zu, zwischen denen solche von frischer Substanz liegen. Einzelne frischere Krystallschnitte (von den stärker veränderten soll abgesehen werden) lassen unzweifelhaft erkennen, dass der zonale Aufbau von wechselnder chemischer Beschaffenheit der einzelnen Schalen begleitet ist, die in verschiedenen Auslöschungsrichtungen documentirt

wird. Besonders auffallend ist die Ungleichmässigkeit der Anzahl der Schichten. In dem Gestein vom Schuttkegel von Schlaiten z. B. gibt es Individuen die ganz gleichmässig auslöschen, sie zeigen keinen zonalen Aufbau, sind also wohl chemisch gleichmässig. Viele besitzen nur eine schmale Randzone von anderer Beschaffenheit, endlich mehren sich dieselben und wurden um einen schmalen Kern noch drei mit ihm gleich orientirte Schalen gezählt. Diese drei Schalen zerfallen aber eigentlich in Gruppen schmaler, in der Orientirung nur wenig verschiedener Partien. Hiermit ist gewissermassen ein allmäliger Wechsel des Mischungsverhältnisses verbunden, aber auch an jähen sprungweisen Aenderungen fehlt es nicht.

Die Verschiedenheit in der Anzahl und in der Dicke der Schalen gibt wohl einen Beweis für die locale Verschiedenheit des Magmas, aus dem die Feldspathe auskrystallisirten. Ursprünglich ist das Magma gewiss gleichmässig gewesen und die Unterschiede können sich nur durch die locale Abscheidung der verschiedenen Minerale während der Krystallisation herausgebildet haben, zumal die oben angeführte wechselnde Beschaffenheit innerhalb weniger Quadratcentimeter, ja bei nahe aneinander liegenden Individuen statt hat. Inwiefern die Aenderung in der Constitution des Magmas durch die Ausscheidung krystallisirenden Verbindungen beeinflusst wird, lässt sich in Schliffen natürlich nicht beurtheilen, da man ja die den Feldspathen benachbarten anderen Minerale nur in einer Ebene, respective nur von einem beschränkten Theile des Raumes kennt.

Ganz dieselbe Erscheinung wiederholt sich in den anderen Vorkommen, namentlich eine dünne äussere, sprungweise absetzende Schale tritt besonders oft hervor. Nebstdem kommt aber auch complicirter Wechsel vor, wie z. B. in einer Probe vom Oblasser, in der drei verschiedene Mischungsverhältnisse in je zwei, zwei und vier Schalen angesetzt sind. Hierbei geht die Zwillingsstreifung, wie dies ja bereits bekannt, unbeirrt um den Wechsel in der chemischen Beschaffenheit, durch die ganzen Individuen gleichmässig durch, d. h. die ab und zu zu beobachtenden Unregelmässigkeiten werden demnach nicht durch den chemischen Wechsel bedingt.

Diese Erscheinung ist ein geradezu classischer Beweis für die Thatsache der Zusammensetzung gewisser Plagioklase aus zwei isomorphen Endgliedern.

Es wäre nun freilich dringend wünschenwerth gewesen, auch etwas über die chemische Beschaffenheit der verschiedenen Schalen durch ihr optisches Verhalten zu ermitteln. Bestimmungen in den Dünnschliffen halte ich aber für unsicher und Versuche an, aus dem Gestein herauspräparirten Krystallen misslangen bisher, sollten sie später besser gelingen, so behalte ich mir vor, an einem anderen Orte hierüber zu berichten. Hier soll nur angeführt werden, dass reiche Zwillingslamellirung vorherrscht aber auch wo sie fehlt sprechen die anderen Eigenthümlichkeiten für Plagioklas. Nur in einem Falle, in einem Präparate einer Probe vom Oblasser wurde ein Krystall beobachtet, wo in einer gleichmässigen farblosen Feldspathsubstanz spindelförmige Gebilde einer anderen liegen, man denkt da unwillkürlich an Mikroperthit.

Die Mengen- und Grössenverhältnisse der porphyrischen Hornblenden und Glimmer wechseln ziemlich stark, im Allgemeinen sind die Hornblenden grösser als die Glimmer, demnach kommt es vor, dass trotz der grösseren Anzahl der Glimmerindividuen die Substanz der Hornblende überwiegt.

Details über die Mengenverhältnisse der verschiedenen Minerale in jedem einzelnen Vorkommen, deren Vertheilung in porphyrisch ausgeschiedene und in der Grundmasse u. s. w. halte ich hier für überflüssig, weil sich, wenigstens vor der Hand, weitere Schlüsse daraus nicht ziehen lassen.

Die Farbe der Hornblende ist, bei lebhaftem Pleochroismus, in dem Vorkommen von der Plösewand tief saftgrün bis gelbgrün. Das reine Grün kommt weiter nicht wieder vor, es wird gelbgrün herrschend, um endlich dem vorwaltenden, schwach Röthlichbraun mit untergeordnetem Gelbgrün Platz zu machen, das für die Hornblenden einer ganzen Reihe hier zu beschreibender Porphyrite so charakteristisch ist.

Oefter beobachtet man Umwachsung der röthlichbraunen durch grüne Hornblende, namentlich im Gestein aus dem Val Gallinera, seltener in dem vom Kamm zwischen Wielenbach und Tesselberger Thale (beide Vorkommen sind sich einander fast gleich), die grüne bildet dann theils eine Randzone, theils spiessige Säulchen, die an die besser ausgebildeten terminalen Flächen der braunen ansetzen mit paralleler *c*-Axe. Auch der umgekehrte Fall, wohl weit seltener, tritt ein: die grüne bildet einen Kern, um den die braune gewachsen ist; in genetischer Hinsicht eine wichtige Thatsache.

Bezüglich der grossen und vielen Einschlüsse gilt dasselbe, was bereits oben bei der ersten Gruppe gesagt wurde. Hornblendezwillinge sieht man in jedem Präparate; parallele Verwachsung von Hornblende und Glimmer sind selten. An der Peripherie der Quarzkörner im Gestein des Val Gallinera zeigt sich ausnahmslos eine Anhäufung von kleinen grünen Hornblendesäulchen, seltener von Glimmer oder einem Gemenge beider Minerale. Beide treten auch als Einschlüsse im Quarz auf, namentlich erstere sehr häufig. Es ist dieser Umstand gegenüber einer ähnlichen, bei den augitführenden Porphyriten vorkommenden Erscheinung wohl im Auge zu behalten.

Die Veränderung der Feldspathe ist mit der Bildung von Haufwerken winziger, schwach grünlichgelber Körnchen verbunden, die wohl als Epidot zu betrachten sind, andere Abscheidungen werden nicht wahrgenommen.

Diese Gesteine stehen dem Lienzer Paläo-Andesit Dölter's[1]) sehr nahe, dieser kann als quarzärmstes Vorkommen angesehen werden, indem hier nur ganz vereinzelt porphyrisch ausgebildete Quarzkörner zu beobachten sind und in der Grundmasse ganz zu fehlen scheinen. In dem oben beschriebenen quarzärmsten Gestein vom Kamm zwischen Wielenbach und dem Tesselberger Thale ist das Umgekehrte der Fall, indem hier Quarz nur in der Grundmasse vorkommt.

Die Angaben Dölter's, dass namentlich in der Grundmasse Orthoklas vorwalte, ist wohl nur auf den Mangel der Zwillingsstreifung

[1]) Tschermak's Mineralog. Mitth. Jahrgang 1874, S. 89—91. Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1874. S. 146—147.

bei den Leistchen und Körnchen zurückzuführen, da man ja annahm, alle Plagioklase müssten polysynthetische Verzwillingung zeigen. Heute wird man auch die nicht gestreiften Feldspathindividuen dem Plagioklas zurechnen.

Trotz der nahen chemischen Verwandtschaft des „Paläo-Andesit" und gewissen quarzführenden Nebenformen des „Suldenits", welche von John[1]) anführt, bestehen doch zwischen diesen Gesteinen gewisse Unterschiede, so weit sie eben bei, aus gleichen Mineralien zusammengesetzten Gesteinen vorkommen können.

4. Das Gestein aus dem Val Gallinera, welches sich der beschriebenen Gruppe gut anschliesst, bildet den Uebergang zu einer kleinen anderen, die in einiger Beziehung merkwürdig ist. Die hierhergehörigen Glieder sind auf den ersten Blick als Porphyrite kenntlich, sie besitzen eine graue Grundmasse, in der Feldspath- und Hornblendeeinsprenglinge liegen. Sehr klein und in geringer Zahl erschienen sie in dem Vorkommen an der Südseite der Grubscharte bei Taufers (v. A. S. 742). Ganz vereinzelt gewahrt man auch grössere Quarzkörner und mit der Loupe wohl auch Biotit. Die meist sehr mangelhaft ausgebildete Hornblende ist jener aus dem Gestein des Val Gallinera sehr ähnlich, allmälig geht die röthlichbraune Farbe des Innentheiles in schmutzig- bis reingrün der Randzone über. Auch wolkige Trübung, der wir noch öfters begegnen, sieht man. Die Hornblende der Grundmasse und die porphyrisch erscheinende sind einander ganz gleich, sie sind durch in verschiedensten Grössenverhältnissen auftretenden Individuen verbunden. Ansonst besteht die Grundmasse aus vielen kleinen Feldspathleisten, die häufig Zwillingsstreifung zeigen und eine grosse Menge von Biotitfetzen. Quarz tritt nur spärlich auf. Ungemein leicht gibt der Biotit seinen Eisengehalt an warme verdünnte Salzsäure ab. Bei der Behandlung mit dieser tritt auch der zonale Bau vieler Feldspathe durch partielle schalige Zersetzung hervor. Bereits hier begegnet man, nebst Apatit, kleinen Körnchen und Kryställchen von Epidot, dessen eigenthümliches Auftreten unten näher besprochen werden wird.

Aermer an Glimmer, reicher an Hornblende ist das Gestein, welches Herr Teller während des Abstieges vom Gänsebichljoche in das Antholzer Thal am Fusse der Abstürze des Magensteins gesammelt hat. Die Blöcke, die daselbst im Schutte umherliegen, zeigen deutlich, dass man es hier mit Porphyriten zu thun hat, die gangförmig im Granit aufsetzen (v. A. S. 742). In der Nähe des Contactes mehren sich die Quarzeinsprenglinge, die Feldspathe der Grundmasse sind weniger gut ausgebildet als bei dem vorbeschriebenen Gestein, die Glimmerfetzchen sind klein, grössere Hornblendesäulchen walten vor. Bei diesen ist ein gleicher Bau wie früher zu beobachten, ab und zu tritt aber auch die bereits erwähnte Umkehrung ein, so dass der Kern grün, der äussere Theil röthlichbraun ist. Um die grüne Aussenzone, die die Regel bildet, sieht man hier aber auch öfter eine Wiederholung der Bildung der röthlichbraunen Hornblende als letzte, sehr dünne Schale. Zwillinge sind verhältnissmässig häufig.

---

[1]) Stache u. v. John: Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss der älteren Eruptiv- u. Massengesteine der Mittel- u. Ostalpen. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1879. S. 400.

Ausser dieser Hornblende kommen noch Nester vor, die vorwiegend aus einem lichtgrünen (bis sehr licht gelbgrünen) strahlsteinartigen Amphibol und wenig Biotit bestehen. Eine ganz analoge Erscheinung beobachtet man schon in dem Gesteine aus dem Val Gallinera. Die Art des Verwachsenseins mit den übrigen Gesteinspartien spricht deutlich für ursprüngliche Bildung. Namentlich in der Contactzone gegen den Plagioklas führenden Granit scheinen sie gerne aufzutreten. Diese ist überdies durch grossen Reichthum an Biotitfetzchen ausgezeichnet. Der Granit zeigt keinerlei Veränderung.

In beiden Gesteinen sind die wenigen und kleinen, porphyrisch ausgeschiedenen Feldspathe in der Veränderung begriffen. Nur eine schmale Randzone ist frische Feldspathsubstanz, der Innentheil ist trüb. Mit sehr starker Vergrösserung gewahrt man farblose Schüppchen und lichtgelbliche Körner, die wohl als Kaliglimmer und Epidot zu deuten sind. Sehr gut treten braune Glimmerfetzchen und Zirkonkryställchen hervor, die ursprünglich eingeschlossen waren. Etwas Chlorit kann als Umwandlungsproduct des eingeschlossenen Biotit betrachtet werden. Die schwach röthliche Färbung der Pseudomorphosen im zweiten Gesteine rührt von Infiltrationen von Eisenoxydhydrat her, welches auf den zahlreichen Berührungsflächen der neu gebildeten Minerale abgelagert ist.

Die Körnchen und Kryställchen von Epidot, die bereits erwähnt wurden, treten hier in reichlicherer Menge auf und erreichen ein Maximum in dem Gestein vom Südgehänge des Mittenock, Abstieg nach Terenten. Dasselbe ist ausgesprochen porphyrisch, in der graubraunen Grundmasse liegen bis Centimeter grosse matte Feldspathkrystalle in mittlerer Menge. Es ist augenscheinlich hornblendereich.

Der Anblick der Präparate unter dem Mikroskope ist einigermassen überraschend, man glaubt, ein Schiefergestein vor sich zu haben, dessen Parallelstructur hauptsächlich durch die Anordnung der bis 3 Millimeter langen Hornblendesäulchen bewirkt wird, indem bei der Mehrzahl derselben die *c*-Axen parallel liegen. Auch die Anordnung der übrigen Minerale schliesst sich diesem Verhältnisse an.

Im gewöhnlichen Lichte ist der grösste Theil der Grundmasse ziemlich gleichmässig farblos, man sieht keine Berührungsflächen von Mineralindividuen. Darin liegen weniger kleine, viele grössere Hornblendesäulchen, braune Glimmerfetzchen, sehr zahlreich die bereits erwähnten lichtgelblichen Körner und Kryställchen und endlich vereinzelt auffallend grosse Apatitsäulen.

Die Hornblende ist der vorbeschriebenen ähnlich, zeichnet sich aber durch besonders lebhaften Pleochroismus aus: tief ölgrün, gelbgrün und endlich röthlichbraun mit dem Stich in's Kupferroth. Abgesehen von der häufigen Verzwillingung gewahrt man in einem Individuum verschiedene Färbung, die aber nicht zonenweise, sondern unregelmässig, wolkenartig mit verschwommener Abgrenzung vertheilt ist. Zonaler Bau mit grünem Kern und schmaler bräunlicher Randzone ist hier selten zu beobachten. Zwischen den Hornblenden der Grundmasse und den porphyrischen, herrscht kein anderer Unterschied als der der Grösse und dass in letzterer viele grosse Einschlüsse von Feldspath, Quarz, seltener Erz, Biotit und Apatit vorkommen.

Der Biotit tritt gerne zu Nestern zusammen, wie dies von dem strahlsteinartigen Anphibol bemerkt wurde. Ab und zu zeigt sich dann ein Kranz von Hornblende. Andererseits umgibt die letztere wieder gerne der Biotit. Sonst ist er in der Grundmasse ziemlich gleichmässig vertheilt. Der farblose, vorwaltende Theil der Grundmasse besteht aus einem Gemenge von kleinen Feldspathindividuen und Quarz. Der erstere erscheint in Form von Körnern und kurzen gedrängten Kryställchen, Leisten sind selten. Manche der ersteren sind scharf ausgebildet und zeigen einen reich schaligen Aufbau trotz ihrer Kleinheit. Sie sehen vollkommen frisch aus, sind klar, durchsichtig, enthalten aber manchmal verhältnissmässig sehr grosse Körner von Epidot, wie sie sonst zwischen den Individuen der Grundmasse und in grosser Zahl in dem porphyrischen Feldspath liegen.

Diese gelblichen Körner zeigen fast immer wenigstens eine Fläche, häufig oft mehrere, nicht selten sind scharf ausgebildete Kryställchen von typischer Epidotform mit der charakteristischen Absonderung. Sie treten gerne zu lockeren Haufwerken zusammen, sind dabei auch nicht so klein, dass sie die bekannten grauen trüben Wolken bilden würden, sondern sind die einzelnen Individuen schon mit 40—50maliger Vergrösserung als solche kenntlich. 0·016—0·03 Millimeter dürften die mittleren Dimensionen sein.

Die porphyrischen Feldspathe sind mit freiem Auge als weisse Krystallschnitte in den Präparaten kenntlich. Unter dem Mikroskop heben sie sich von der Grundmasse gar nicht ab, auch kaum im polarisirtem Lichte, da sie einerseits mit den sie umgebenden kleinen Feldspathen und Quarz innig verwachsen sind, anderseits nur eine ganz schmale Randzone einheitlicher Feldspath, der grösste Theil des Querschnittes, von den Epidotkörnern erfüllt ist. Kaliglimmer erscheint wohl wahrscheinlich auch dazwischen, sicher nachgewiesen wurde er nicht. Auch in den erwähnten Glimmernestern sieht man verhältnissmässig grosse Epidotindividuen. Man ist gewöhnt, den innerhalb von Feldspathkrystallen auftretenden Epidot als eine Neubildung, bei der Veränderung der Feldspathsubstanz entstanden, aufzufassen, und es kann kaum zweifelhaft sein, dass dies häufig mit Recht geschieht. Immerhin bleibt es im vorliegenden Falle schwer erklärlich, woher die grosse Menge Epidot in der Grundmasse kommt, wieso es möglich ist, dass er sich hier, ohne sichtliche Veränderung der die Grundmasse bildenden Minerale, zwischen diesen verhältnissmässig gleichmässig ansiedelte, wieso er in die scharf ausgebildeten Kryställchen, die sonst keine Spur von Verwitterung zeigen kommt.

Epidot und Kaliglimmer tritt in den Feldspathen gewisser Gneisse regelmässig auf. Ich habe wiederholt betont, ihn dort nicht als Neubildung ansehen zu können und nach weiter ausgedehnten Beobachtungen muss ich auf diesem Standpunkte verharren. Es erscheint als höchst unwahrscheinlich, dass in einem Gebiete vom Wechsel durch die ganzen Nordalpen bis zur Fusch und wieder am Arlberg und überhaupt in allen untersuchten Gneissen gewisser geologischer Horizonte sich der Feldspath ausnahmslos in einem gleichen Stadium der Umwandlung befinde, mögen diese Gesteine nun unbekannt lange Zeiten dem Einflusse der Atmosphärilien ausgesetzt gewesen sein oder aus

rasch abgebauten grossen Steinbrüchen weit unter der Oberfläche entnommen werden u. s. w. Warum schreitet diese Veränderung nicht fort, warum beschränkt sie sich nur auf Theile der chemisch einheitlichen Feldspathsubstanz? Zu ihrer Erklärung müssten nothgedrungen Umstände suponirt werden, die heute nicht mehr existiren, also ein unsicheres Etwas, das wir nicht kennen. Von einer Reihe von anderen Momenten will ich hier ganz absehen, da ich in allernächster Zeit wieder darauf zurückkommen muss.

In geradezu classischer Weise tritt die Erscheinung in einem porphyrischen Gestein (veränderter Porphyrit?) auf, das von Teller im Mazulthale bei Meran oberhalb den Sägemühlen daselbst in losen Blöcken gefunden wurde. In einer graulich grünen Grundmasse liegen zahlreiche, bis über centimetergrosse Feldspatheinsprenglinge, die mattweiss sind und nur selten glänzende Spaltflächen zeigen.

Unter dem Mikroskop sieht man in einer gleichmässigen farblosen Grundmasse kleine grüne Glimmerfetzchen (Chlorit?) und zahlreiche Epidotkörner und grössere Epidotsäulen meist mit sehr zerrissener Begrenzung. Wenige Erzpartikelchen und ganz vereinzelt ein Korn von rhomboëdrischem Carbonat. Jede Spur von Parallelstructur fehlt.

Mit freiem Auge sieht man in den Schliffen sehr gut die Feldspathschnitte, sie sind weisslich. Unter dem Mikroskop im gewöhnlichen Lichte heben sie sich von der Umgebung durch nichts ab, nur der Epidot erscheint innerhalb der Schnitte in kleineren Körnern. Bei gekreuzten Nicols erkennt man ein inniges Gemenge von Quarz und Feldspath in kleinen Körnern und mangelhaft ausgebildeten Krystallen. Dazwischen und in ihnen die gelblichen Epidotkörner und Säulen, die häufig gleiche Grösse mit den anderen Bestandtheilen besitzen, sehr klein werden sie überhaupt nicht. In diesem Gemenge liegen die grossen Feldspathe mit scharfer Krystallform, theils scheinen sie einfach, theils sind es Karlsbader Zwillinge. Bis zur Hälfte und darüber werden diese Formen durch Epidot und weniger Kaliglimmer ausgefüllt, der Rest ist Feldspathsubstanz, die vollkommen farblos, ebenso durchsichtig ist und die denkbar schärfste einheitliche Auslöschung zeigt. Eine gesetzmässige Vertheilung von Epidot und Glimmer scheint nicht vorhanden zu sein, bald sind beide genannten in den Feldspath sehr gleichmässig vertheilt, bald häufen sich Glimmer und Epidot local an u. s. w. Die bis zwei Millimeter langen Epidotsäulen erweisen sich bei gekreuzten Nicols in den meisten Fällen als aus mehreren Individuen, selten aus vielen, zusammengesetzt.

Der Totaleindruck spricht dafür, dass Umwandlungserscheinungen vorliegen. Es ist höchst merkwürdig, wie eine so weit gehende Veränderung ohne alle Bildung von Zwischenproducten, ich möchte sagen, so „reinlich“ verlauft, sie muss Molekel für Molekel nahezu plötzlich erfolgen. Es drängen sich so viele Fragen auf, die bei der Annahme einer Umwandlung nothwendigerweise beantwortet werden müssen, dass die weitere Behandlung dieses Gegenstandes über den Rahmen dieser Mittheilung weit hinausginge und an einem anderen Platze erfolgen soll.

Wenn wir uns in dem letztbesprochenen Falle trotz der auftauchenden Schwierigkeiten der Annahme der Neubildung des Epidotes

bei der weit fortschreitenden Veränderung des Gesteines anschliessen wollen und dem Epidot der drei vorher beschriebenen Vorkommen die gleiche Entstehungsweise zuerkennen, so kann dies bei den nachfolgend zu betrachtenden Gesteinen nicht mehr geschehen, wir müssen hier wenigstens einen Theil als primären Bestandtheil anerkennen. Eine solche Zweitheilung der Genesis ist immer misslich und verdächtig, allein man kennt sie ja beim Quarz, Glimmer, der Hornblende u. a. m., warum sollte Gleiches nicht für den Epidot gelten können.

5. Die in der zu beschreibenden Gruppe zusammengefassten Gesteine stammen alle aus dem Adamello-Gebiete. Sie sind mit einer einzigen Ausnahme deutlich porphyrisch ausgebildet, so die Proben aus dem Corno-alto-Stocke bei Pinzolo, wo speciell in jenen von der Westseite des Joches zwischen Lago di Garzone und Lago di Vacarsa in der schwach grünlich-grauen Grundmasse zahlreiche bis 1 Centimeter lange, dünne Hornblendesäulchen in grosser Zahl, wenige kleine Feldspathe und vereinzelte grosse Quarzstücke (Einschlüsse?) liegen. In dem Vorkommen aus dem Pallobbia-Thale, von Oberbergrath Stache gesammelt, liegen in der dichten, grün-grauen Grundmasse fast schwarz aussehende, bis 2 Centimeter lange, dünne Hornblendesäulen, und viele, in der Grösse stark wechselnde, im Maximum 1 Centimeter erreichende Feldspathkrystalle. Diese sind weiss bis schwach grünlich, ausnahmslos matt. Ziemlich gleichmässig im Korn, der porphyrischen Structur entbehrend, ist ein Vorkommen vom Lago di Vacarsa, westlich von Caderzone (v. A. S. 722). Die tiefgrüne Farbe und viele stark glänzende Facetten lassen auf grossen Hornblendegehalt schliessen.

Es sei hier erwähnt (in der Einleitung wurde schon auf solche Fälle hingewiesen), dass der Quarzgehalt aller dieser Gesteine ein sehr geringer ist und er allein würde kaum eine zwingende Nothwendigkeit sein, sie bei den Quarzglimmerporphyriten einzutheilen. Nachdem aber eine grössere Verwandtschaft mit anderen Gruppen nicht besteht, so finden sie natürlicher hier ihren Platz.

Die Grundmasse ist bei der Mehrzahl recht gleichmässig, sie besteht vorwiegend aus Feldspath. Die Individuen, häufig gut ausgebildet, mehr leistenförmig, verhältnissmässig gross, zeigen sehr oft Zwillingslamellirung. Sie sind vollkommen frisch. Im Gestein vom Lago di Vacarsa ist sehr wenig Feldspath vorhanden, wo er in etwas reichlicherer Menge sichtbar wird, stimmt er in der Ausbildung mit dem der übrigen Gesteine dieser Gruppe überein. In grosser Menge erscheint als weiterer Bestandtheil Glimmer in den Vorkommen vom Corno-alto-Stock. Die Individuenzahl dürfte jene der Feldspathe übertreffen, doch sind es kleine Fetzchen, die gerne in grösserer Zahl zu ganz unregelmässigen Haufwerken zusammentreten. Er ist ölgrün bis grüngelb (Aufstieg zum Joche zwischen Lago di Garzone und Lago di Vacarsa) und dann in der Farbe gewissen Hornblendeschnitten gleich, mehr braungrün (Corno-alto), auch da finden sich gleiche Hornblendeschnitte. In den Gesteinen von Pallobbia und Lago di Vacarsa tritt er nur ganz untergeordnet, fast stets mit Hornblende verwachsen auf, in ersterem ist er braunroth, in letzterem wieder braungrün bis gelbgrün.

Amphibol betheiligt sich im erstgenannten Gesteine wenig an der Zusammensetzung der Grundmasse, in den übrigen mehr, bis zu jenem vom Lago di Vacarsa, das überhaupt vorwiegend aus Hornblende besteht. Die Hornblenden der Grundmasse und die porphyrisch ausgeschiedenen sind überall untereinander gleich, wenn auch bei den grossen noch Eigenthümlichkeiten besonderer Art hinzutreten. Demnach hängt die Betheiligung an der Zusammensetzung der Grundmasse hauptsächlich von den Grössenverhältnissen ab, deren Wechsel im erstgenannten Vorkommen (Joch zu Lago di Garzone und Lago di Vacarsa) sprungweise, in den anderen mehr allmälig und in dem vom Lago di Vacarsa überhaupt nur innerhalb enger Grenzen stattfindet. Ferner kommen vor: sehr wenig Quarz, Epidot, der niemals grössere Dimensionen besitzt, wenig Apatit, ebenso Erzpartikelchen und oft local in grösserer Menge winzige farblose Mikrolithe. Turmalin wurde nur vereinzelt beobachtet.

Der Epidot bildet theils mangelhaft ausgebildete Krystalle, theils Körner, wenigstens an den grösseren sieht man sehr häufig einzelne Krystallflächen. Mehrere Individuen treten gerne zusammen zu einem Complexe, und solche kann man schon mit der Loupe sehen.

Häufig erscheint er im Gestein vom Joch zwischen Lago di Garzone und Lago di Vacarsa, in einer Probe vom Corno alto, in einer anderen selten, ebenso in der von Pallobbia; häufig als Körner in der Hornblende in dem vom Lago di Vacarsa. Die Farbe ist licht weingelb und nur wenige Krystalle sind pleochroitisch, die Randzone zeigt hiebei nur einen ganz unbedeutenden Farbenwechsel, während der centrale Theil zwischen sehr lichtweingelb und violett variirt (Corno alto). Die Krystallform ist die bekannte mit starker säulenförmiger Entwickelung nach der *b*-Axe. Hierbei beobachtet man nicht selten jene ungleichmässige Ausbildung der Flächen *n* (111), wie sie öfter vorkommt [1]) und auch an aufgewachsenen Krystallen bekannt ist. Hiemit ist scheinbare schiefe Auslöschung verbunden. Die Prüfung im convergenten polarisirtem Lichte hilft über alle Schwierigkeiten hinweg, indem man oft genug auf *M* (001) den Austritt einer Axe sehen kann. Die Figuren 1 und 2 zeigen die Formen und den Axenaustritt. Erstere zeigt einen Epidot aus dem Gestein vom Joch zwischen Lago di Garzone und Lago di Vacarsa, 2 einen von Corno alto mit pleochroitischen Kern.

Fig. 1.



Fig. 2.



[1]) Siehe: Ueber die Gesteine und Minerale des Arlbergtunnels. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1885. Bd. 35, S. 87 und Fig. 13 *b* u. *c*.

Der Epidot enthält wenige Einschlüsse von Glimmer, ist aber vielfach von Sprüngen durchzogen. — Fig. 1 ist ein Individuum, in Fig. 2 sind sieben beisammen. Das grösste ist pleochoritisch, der violette Kern ist durch punktirte Umrisse markirt. Bei beiden ist der Axenaustritt angezeigt. In Fig. 1 sieht man links, mit weit auseinanderliegenden Spaltrissen, Hornblende, der vorhandene Glimmer ist durch Schraffirung kenntlich gemacht. In Fig. 2 ist nur ganz rechts ein spiessiges Hornblendesäulchen vorhanden, die schraffirten Partien sind auch hier Glimmer. Der weissgelassene Theil entspricht in beiden Figuren Feldspath, dessen Berührungsflächen der verschiedenen Individuen im gewöhnlichen Lichte nicht wahrzunehmen sind.

Für die Ursprünglichkeit des Epidot sprechen sehr deutlich die häufig zu beobachtenden Einschlüsse von Hornblende und Glimmer, wonach derselbe ziemlich die letzte Bildung wäre, allein der Epidot ist öfter (in den Schnitten) von Hornblende oder Glimmer ganz umschlossen, in manchen Proben ist dies sogar die Regel. Verwachsungen von Hornblende und Epidot kommen ebenfalls vor, welche zeigen, dass sich beide Minerale auch noch gleichzeitig aus dem Magma ausgeschieden haben. Sie sind nicht selten. In Fig. 3 ist eine solche dargestellt, dem Gestein vom Joch zwischen Lago di Garzone und Lago di Vacarsa entnommen. Der weiss gelassene Theil innerhalb der Contouren entspricht dem Epidot, es tritt in der angedeuteten Weise eine Axe aus, es ist also wieder ein nach der *b*-Axe säulenförmig ausgebildetes Individuum. Die Hornblende, durch verticale Schraffirung kenntlich gemacht, löscht gegen die Längsentwickelung und der damit zusammenfallenden Auslöschung des Epidot, um 18° schief aus. Die diagonal schraffirten Partien sind Glimmer, die im Aussentheil der Figur weiss gelassenen, Feldspathe, von dem man im gewöhnlichen Lichte keine Berührungsebenen der einzelnen Individuen wahrnimmt. Wenn diese Art der Verwachsung als eine gesetzmässige zu betrachten ist, so fallen die Axen *c* und *b* der Hornblende mit den Axen *b* und *c* des Epidot zusammen.

Fig. 3.



Die porphyrischen Feldspathe sind im Gegensatz zu den vollkommen frischen der Grundmasse stark verändert. Die Zersetzung beginnt mit wolkiger Trübung, im weiter vorgeschrittenen Stadium erscheinen die Schnitte weiss. Trotzdem sieht man häufig Zwillingsstreifung. Mitunter ist eine Randzone mehr frisch erhalten, ab und zu ist das eine Täuschung, der klare Rand besteht aus Quarzkörnern, die nach Aussen genau und scharf die Form des Feldspathes nachahmen, wie denn überhaupt Quarz in der Nähe des Plagioklas am sichersten anzutreffen ist. Die Umwandlung ist die bekannte in Epidot und Kaliglimmer, theils in staubförmigen Partikelchen, theils in grossen Individuen. Letztere tritt besonders schön in dem Gestein von Pallobbia auf, wo in der sonst ziemlich frischen Plagioklassubstanz viel Epidot, neben sehr wenig Kaliglimmer, in grossen Krystalloiden und Körnern liegt. Er breitet sich gerne auf Klüften aus, die den Feldspath netzartig durch-

ziehen. Dieser Epidot ist lichtweingelb. Der in der Grundmasse in kleinen Individuen liegende ist selten von gleicher Farbe, meist fast farblos und schwach pleochroitisch bräunlich, ich fasse diesen als primär auf. Ansonst gewahrt man noch kleine Hornblendesäulchen und in einigen Proben viele farblose winzige Mikrolithe als Einschlüsse.

Sehr merkwürdig ist die Hornblende. Es wurde bereits erwähnt, dass jene der Grundmasse und die porphyrisch ausgeschiedene einander gleich sind, mit zunehmender Grösse mehren sich aber eigenthümliche Erscheinungen. Einzelne Vorkommen führen zweierlei Amphibol in selbstständiger Ausbildung nebeneinander oder beide Arten verwachsen. Obwohl gewisse Aehnlichkeiten zwischen den Hornblenden der hier zusammengefassten Gesteine herrschen, so sind sie doch auch wieder verschieden und müssen einzeln betrachtet werden.

Die Hornblende des Gesteines vom Joche zwischen Lago di Garzone und Vacarsa ist zum Theil chocoladebraun bis tief ölgrün, zum Theil gelbgrün bis lebhaft giftgrün. Meist bildet erstere einen vorwaltenden Kern, letztere eine schmale Randzone, beide sind verschwommen gegeneinander abgegrenzt. Nicht selten liegen aber Partien der zweiten Art auch innerhalb der ersteren. Gewöhnlich sieht man aber dann, dass die giftgrüne Substanz um einen grösseren Einschluss herumliegt. Diese scheinbaren Einschlüsse dürften aber nur tiefen Einbuchtungen entsprechen, so dass die giftgrüne Partie auch hier nur einer äusseren Umrandung entspricht. Ebenso kommen bei lang säulenförmigen Einsprenglingen quer verlaufende, giftgrüne, breitere Adern vor. Die Prüfung im polarisirten Lichte lehrt, dass hier zwei Individuen zusammenstossen, also wieder eine äussere Umhüllung vorliegt. Der chocoladebraune Amphibol enthält häufig dunkle Wolken oder den äusseren Umrissen entsprechende solche Bänder, die mit den mir zu Gebote stehenden stärksten Vergrösserungen (H a r t n a c k, Objectiv 9) nicht aufgelöst werden konnten, obwohl sie mit schwachen Vergrösserungen aussehen, als lägen tiefbraune Spindeln nebeneinander. Lang säulenförmige Ausbildung nach der *c*-Axe waltet vor, sie ist mit einer Verzerrung nach der Axe *a* häufig verbunden. Aus einer Gruppe von Querschnitten, in der die gleich orientirten Individuen sich theils mit den giftgrünen Hüllen berühren oder durch zwischengelagerten Feldspath, Epidot, seltener Glimmer, getrennt sind, sei eines herausgezeichnet. Fig. 4 zeigt im chocoladebraunen Theil die feine, absätzig verlaufende Spaltbarkeit, der giftgrüne Rand ist dicht, Epidot (rechts in der Mitte) licht punktirt, der Glimmer parallel schraffirt, der Feldspath weiss gelassen. In der am unteren Ende der Figur angedeuteten Weise tritt eine optische Axe aus. Auch in langsäulenförmigen Schnitten glaubt man Spaltbarkeit zu sehen, wie dies in Fig. 5 (circa ein Drittel einer längeren Säule) angedeutet ist, es sind aber meist nichts Anderes als Absonderungsflächen, indem die Oberfläche aus

Fig. 4.



Fig. 5.



nebeneinander liegenden Säulchen besteht, wie dies Fig. 6 versinnlicht, welche dem Mitteltheile eines Individuums, bei starker Vergrösserung gezeichnet, entspricht. Es dürfte eine Spaltfläche sein, die bei Herstellung des Präparates nicht mehr polirt wurde. Dass man einen Schnitt nahe parallel der *c*-Axe vor sich hat, lässt sich leicht durch die Lage einer eingeschalteten Zwillingslamelle und die optischen Verhältnisse erkennen. Auslöschung circa 18° und 24°.

Fig. 6.



Unzweifelhaft kommen auch vereinzelte Absonderungsflächen, entsprechend Spaltrissen parallel (001) vor. Sie sind vielleicht auf Druckwirkungen zurückzuführen, die nach Mügge beim Diopsid immer zu einer derartigen Erscheinung führten.[1]

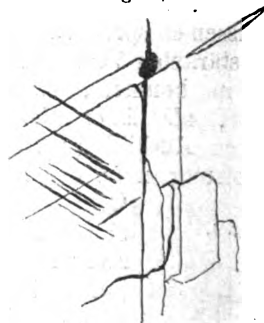
In Fig. 5 ist der oberste Theil giftgrün, hierauf folgt eine bandartige dunkle Partie. Im Uebrigen entsprechen die Bezeichnungen der Fig. 4.

In einer Probe vom Corno alto ist die Hornblende der eben beschriebenen sehr ähnlich, nur waltet die giftgrüne gegen die chocoladebraune meist stark vor, der Kern, den letztere bildet, ist öfter klein, daher man viele nur giftgrüne Schnitte sieht. Solche, wie sie Fig. 7 darstellt, zeigen mitunter die dort angedeuteten scheinbaren und wirklichen Spaltrisse parallel (001) und mehrfach lässt sich der Austritt einer optischen Axe in der in der Fig. 7 unten angedeuteten Weise beobachten. Man denkt da unwillkürlich an die vorbeschriebene Verzerrung mit der sehr entwickelten Fläche *b* (010) und verkümmerten schmalen Fläche *n*(110). Man sieht aber auch ganz typische Querschnitte, welche nur *n* (110) in gleichartiger Entwickelung aufweisen, also einen Rhombus bilden, innerhalb welchen die Spaltbarkeit parallel (110) ausgezeichnet zum Vorschein kommt. Bei Anwendung allerstärkster Vergrösserung lässt sich ein Theil scheinbarer Spaltrisse auf Kanten zurückführen, die braunen eingelagerten Mineralblättchen angehören und in der in Fig. 7 *a* gezeichneten Weise verlaufen. Die langen, der *c*-Axe parallelen Seiten (in der Figur vertical) sieht man hauptsächlich bei schwächerer Vergrösserung deshalb nicht, weil sie schärfere Kanten haben, während die kürzeren, gegen die Mikroskopaxe geneigten, Flächen entsprechen. Auch ganz unregelmässig geformte und nicht orientirte braune Blättchen sieht man, die ich für Glimmer halte und würden die gezeichneten wohl auch zum Theile nichts anderes sein, umsomehr

Fig. 7.



Fig. 7 *a*.



[1]) O. Mügge, Ueber künstliche Zwillingsbildung durch Druck am Antimon, Wismuth und Diopsid. Neues J. f. M. etc. 1886, S. 183, darinnen S. 185 u. f.

als die Winkel genau 60, respective 120° entsprechen. Risse in der angegebenen Richtung sind aber auch vorhanden und wohl auf die durch Druck hervorgebrachte Absonderung parallel (001) zurückzuführen.

In einer zweiten Probe vom Corno-alto kommt überhaupt wenig Hornblende vor. Es sind giftgrüne, kleine Säulchen, die selten einzeln, meist in parallel angeordneten Aggregaten, mit tief ölgrünen Glimmerfetzchen und Epidot vergesellschaftet auftreten.

In grosser Menge betheiligt sich die Hornblende an der Zusammensetzung des Gesteines von Pallobia. Mit freiem Auge erscheint sie als sehr gleichmässig vertheilte Strichelchen, und ist namentlich die Dicke der absätzigen, riefigen Säulchen nur wenig verschieden. Schwarzgrün, ölgrün bis gelbgrün sind die Farben bei lebhaften Pleochroismus. Zonaler Bau documentirt sich da theils durch Farbennuancirung, theils durch intensive, tiefbraune, wolkige Trübung. Unter günstigen Umständen sieht man, dass sie von Einlagerungen herrührt, deren Hauptausdehnung mit der *c*-Axe der Hornblende zusammenfällt. Es müssen aber Blättchen sein, weil auch in Querschnitten eine Dimension gegen die andere sehr stark vorwaltet. Meist ist die Trübung auch hier nicht auflösbar. Bis 1$^1/_2$ Centimeter lange Schnitte der porphyrischen Einsprenglinge sind über die Hälfte in unregelmässiger Vertheilung damit erfüllt. Im Zusammenhange erscheint eine auf die Längsentwickelung (auf die *c*-Axe) mehr weniger senkrechte Absonderung. Aehnliche Form besitzt ein Theil der Hornblende im dichten Gestein vom Lago di Vacarsa. Auch hier beobachtet man in der grünen Grundmasse, die als Strichelchen erscheinenden Hornblenden. Die eigentlichen Farben sieht man nur wenig, weil die Säulchen ganz mit tiefbraunen Einschlüssen erfüllt sind, sie sind bei schwachem Pleochroismus gelblichbraun bis grünlichbraun. In den Fig. 8 und 9 sind zwei Schnitte nebeneinander gestellt. Fig. 8 zeigt den Theil eines Einsprenglings des Gesteins von Pallobia, Fig. 9 einen ganzen Krystall aus dem des Lago di Vacarsa.

Fig. 8.



Fig. 9.



Für letztere Darstellung wurde der einschlussärmste Krystall gewählt, weil man da die Vertheilung der Einschlüsse im Gegensatze zu Fig. 8 besser wahrnimmt. Dass die in Fig. 9 querverlaufenden dunklen Partien wirklich Einschlüssen entsprechen, sieht man in den Querschnitten, deren grösster Theil schwarzbraun ist und nur an den Rändern erscheint Hornblendesubstanz. Die Querschnitte sind mitunter recht gut ausgebildet, man erkennt deutlich die Form der Hornblende. Zwillinge sind nicht selten, die Auslöschung ist gegen die Längsentwickelung circa 18° für jedes der beiden verzwillingten Individuen.

Ausser dieser tritt in grösserer Menge eine strahlsteinartige Hornblende auf. Es sind ziemlich grosse Individuen, die oft eine stenglige Zusammensetzung erkennen lassen. Sie enthält massenhaft Epidotkörner, weniger Glimmer und ab und zu auch die oben beschriebene Hornblende eingeschlossen. Während in der Probe von Pallobia viele Magnetitkörner von ziemlicher Grösse gleichmässig vertheilt sind, erscheinen hier wenige sehr kleine local angehäuft.

Die letztbeschriebene Gruppe wird durch das Vorkommen vom Joch zwischen Lago di Garzone und Lago di Vacarsa mit der Gruppe 3 durch das Gestein aus dem Val Gallinera gut verbunden, indem die Feldspathe der Grundmassen sehr ähnlich ausgebildet und angeordnet sind und auch die Hornblenden mit ihren mehr kupferrothen, respective chocoladebraunen Kernen und den grünen Hüllen einander nahe kommen.

Das Gestein von Casinelle ober Malga Bissino (Stache) ist jenem von Pallobia ähnlich, indem auch hier in grünlichgrauer Grundmasse Feldspath und Hornblende porphyrisch ausgeschieden sind, nur sind die Dimensionen der Einsprenglinge bedeutend geringer und ist Hornblende spärlich vorhanden. In der aus weit vorwiegend leistenförmigem Feldspath bestehenden Grundmasse liegen gleichmässig vertheilt Hornblendesäulchen, die oft kleiner sind als die Feldspathleisten. Nebstdem Magnetitkrystalloide und sehr wenig Quarz, Glimmer fehlt ganz. Das mikroskopische Bild ist dem des Gesteins von Pallobia ähnlich, nur hat hier die kleine Hornblende gut ausgebildete Prismenflächen, während sie dort absätzig und riefig ist. Hier ist sie ölgrün bis gelbgrün, dort tief schwarzgrün, ölgrün bis gelbgrün. Die porphyrischen Hornblenden sind jener der Grundmasse gleich, aber sehr homogen, ausser dass grosse Feldspathe und Erzkörnchen eingeschlossen oder tief eingewachsen sind. Zwillinge sieht man oft.

Herrlich ist der porphyrische Feldspath, überaus reich zwillingslamellirt und allenthalben zeigen sich die mannigfachsten Verwachsungen mehrerer Individuen. Dem Fehlen des Glimmers gemäss würde das Gestein eigentlich zu den Quarzporphyriten zu stellen sein, schliesst sich aber ansonst hier viel enger an.

6. Noch folgt eine kleine Gruppe, deren Glieder ebenfalls dem Adamellogebiete entstammen und die durch ihre Ausbildung und eigenthümliche Hornblende nahe verwandt sind. Der Glimmer spielt zum Theile eine ganz untergeordnete Rolle, Quarz ist in einem Vorkommen überhaupt fraglich, in anderen äusserst spärlich vertreten. Die Zutheilung zu den Quarzglimmerporphyriten erfolgt hier mehr aus der Verwandtschaft mit typischeren Gliedern dieser Familie. Würde eine solche zu Porphyriten bestehen, wären sie ohneweiters dorthin zu stellen.

Es sind drei graue sehr feinkörnige Gesteine aus dem Adamellogebiete, aus dem Val Moja bei Edolo (Stache), vom Monte-Doja Val Bondol (Bittner), Gänge in der triadischen Randzone des südlichen Adamello, W. vom Daonethal und von der Malga Magasone im Arnothale (Teller). Vergl. v. A. S. 725.

Das erstere enthält bis 1 Millimeter grosse Feldspathe und wenige erbsengrosse dunkle Flecke, es sind Glimmeraggregate. Das letzte theils säulenförmige 2 Millimeter breite bis 1 Centimeter lange Einsprenglinge,

die man für Hornblende ansieht und sechsseitige, die zum Theil deutlich als Glimmer kenntlich sind.

Der Feldspath der Grundmasse ist nicht mehr so gut ausgebildet wie in der vorbeschriebenen Gruppe, neben Leisten sieht man hier mehr weniger kurz gedrängte und kornartige Individuen, Verwachsungsebenen sind im gewöhnlichen Lichte meist nicht wahrzunehmen. Zum grössten Theil besteht die Grundmasse aus Feldspath. In reichlicher, nach oben angeführter Reihenfolge abnehmender Menge tritt Hornblende hinzu. Die Abnahme der Menge geschieht weniger auf Kosten der Zahl der Individuen, als deren Grösse. Es ist grüner bis gelbgrüner Strahlstein, der in nadelartiger Form erscheint. Die riefigen Säulchen endigen in einer Anzahl ungleicher spiessiger Fortsätze. Im zweitgenannten Gestein liegen schon oft mehrere absätzige Individuen beisammen und im letzten bilden sie garbenförmige oder radialstrahlig angeordnete Aggregate. In allen dreien ist die Vertheilung sehr gleichmässig, im ersten und letzten auch die Grösse der Individuen untereinander wenig wechselnd. Im zweiten treten aber mehrere Individuen zu parallel gelagerten Gruppen zusammen, die oft mehrere Millimeter Durchmesser erreichen. Sie sind von einer grossen Zahl Glimmerblättchen, welche die Farbe des Phlogobit haben, erfüllt, die regellos durcheinander liegen. Diese und Erzkörner nehmen bis zu 50 Procent der Schnittfläche in Anspruch. Die Hornblende löscht gleichmässig aus, die kleinen, scharf begrenzten Glimmerblättchen sind regellos angeordnet. Eine ganz ähnliche Erscheinung bieten die oben erwähnten Einsprenglinge im Gestein der Malga Magasone. Sie bestehen aus vorwaltend braunem Biotit, vielen kleinen, wenig grösseren Erzkörnern und einer lichtgrünen Substanz. Der letzteren fehlt die parallel stänglige Textur und so wie man dort sieht, dass der Glimmer in der Hornblende liegt, so ist hier das umgekehrte der Fall, der Glimmer in Form sehr kleiner unregelmässig begrenzter Schuppen bildet die Hauptmasse, oft ein ausgesprochenes Netz, zwischen dem die grüne, schwach doppelbrechende Substanz liegt; ich halte sie für Chlorit. Die äusseren Umrisse dieser Gebilde sind meist scharf und weisen die Formen auf Hornblende, man könnte also annehmen, dass hier Aehnliches statthat, wie im Gesteine von Monte Doja, die Hornblende aber zersetzt sei. Allein schon das starke Ueberwiegen des Glimmers und der Umstand, dass bei scharfer Ausbildung die Peripherie fast ausschliesslich von Biotit gebildet wird, ferner die Andeutung der Bildung von Glimmer längst Sprüngen mit Ausscheidung von Erz längs dieser, lassen es wahrscheinlicher erscheinen, dass hier Pseudomorphosen von Glimmer und Chlorit nach Hornblende vorliegen. Ansonst sieht man in der Grundmasse wenig Glimmer, noch weniger im Gestein vom Monte Doja. Auch in jenem aus dem Val Moja tritt er gerne zwischen oder in der Nähe der Hornblende auf, im Ganzen ist sehr wenig vorhanden.

Alle drei Gesteine enthalten in gleichmässiger Vertheilung Erz. Spricht schon das Aussehen für Titaneisen, so wird diese Erkenntniss noch vermehrt durch das häufige Auftreten von schmutziggrauen Titanitkörnern in seiner Nähe im Gestein vom Monte Doja.

Das stark zersetzte Gestein von der Südseite des Gipfels des Piano della Regina schliesst sich nach Structur und der erhaltenen Hornblende jenem aus dem Val Moja ganz an.

7. Weitaus die Mehrzahl der bisher beschriebenen Gesteine ist auch durch das schuppen- oder fetzchenartige Auftreten des Glimmers in der Grundmasse charakterisirt. Diese Eigenthümlichkeit fällt bei den nun folgenden Gliedern der Quarzglimmerporphyrit-Familie weg. Der Biotit spielt meist schon eine mehr untergeordnete Rolle, Quarz kann gar nicht mehr als constituirender Bestandtheil betrachtet werden, es sind nur einzelne wenige Körnchen, die in der Grundmasse aufzufinden sind. Bei der Betrachtung der Handstücke fällt als einziges Mineral der Glimmer in's Auge, die Gesteine haben nämlich ein feinkörniges Gefüge, aus dem sich der Biotit in bis Millimeter grossen Blättchen abhebt, andere porphyrische Einsprenglinge fehlen. Die Farbe der Gesteine ist vorwiegend braungrau und nur bei Anreicherung des Feldspathes wird sie weisslich, so in dem schlierig ausgebildeten Vorkommen vom Aufstieg von Feld in Defereggen zum Mulitzthörl (v. A. S. 739). Hierher gehören noch: Lüsenhorn, im Westen des Mulitzthörls (v. A. S. 740), lose Blöcke aus dem Stemmingerbach (Defereggen, v. A. S. 740), Nasenbach bei Bruneck (v. A. S. 741), Kamm zwischen Wielenbach- und Antholzer Thal (südlich vom Mühlbachjoch, Abendweide, v. A. S. 741), und aus der Thalsohle des Defereggenbaches, u. zw. aus dem Wegabschnitte zwischen Hopfgarten und St. Veit vor dem Melitzwalde (v. A. S. 740).

Der Feldspath der Grundmasse der hieher gehörigen Gesteine besitzt ziemlich gute Ausbildung, nähert sich so dem der vorletzten beschriebenen Gruppe. In grosser Menge tritt Hornblende hinzu, die in dem Vorkommen vom Aufstieg zum Mulitz-Thörl zum guten Theil mit dem Feldspath, der hier in den grössten Individuen (dicke Leisten) erscheint, gleiche Dimensionen besitzt. Sonst übersteigt sie dieselben. Glimmer bleibt ausnahmslos gegen Hornblende stark zurück, der Quarz ist, wie bereits erwähnt, ganz untergeordnet. Die beiden letzgenannten Vorkommen zeigen die Structur der „Nadelporphyrite". In jenem vom Kamme zwischen Wielenbach und Antholzer Thale ist Magnetit vorhanden, in allen übrigen fehlen Erze. Hingegen kommt überall Apatit vor, sehr reich daran ist das Gestein vom Kamme zwischen Wielenbach und Antholzer Thal.

Der mehr leistenförmige Feldspath hinderte sich meist selbst gegenseitig in der Ausbildung, seltener geschieht dies durch Hornblende. Zwillingsstreifung ist nicht allgemein, vorwiegend sind es dann breite Lamellen. Schaliger Aufbau verschiedener Mischungsverhältnisse ist auch hier zu beobachten, aber lange nicht so schön wie in den bereits angeführten Fällen.

Sehr charakteristisch ist die Hornblende. Die nach der *a*- oder *b*-Axe verzerrten oder nach der *c*-Axe stark säulenförmig entwickelten Formen zeigen bald schlechtere, bald gute krystallonome Ausbildung, Zwillinge sind häufig. Die Farben sind bei lebhaftem Pleochroismus sehr licht gelbbraun mit einem grünlichen Stich bis röthlichbraun. Bei gewissen Zwischenstellungen macht sich ein deutlicher Stich in's Kupferroth bemerkbar. Die Färbung wird bei der Hornblende der „Nadelporphyrite" am intensivsten, das röthlichbraun ziemlich dunkel. Aber auch an dem grünen strahlsteinartigen Amphibol fehlt es hier nicht, wenn er auch selten ist. Selbstständig beobachtet man ihn fast nie, gerne erscheint

er als letzte schalige Bildung um die andere Hornblende oder in Form spiessiger Fortsätze, die mit paralleler *c*-Axe an den terminalen Flächen angewachsen sind.

Der Glimmer tritt in allen hierher gehörigen Gesteinen gegen die Hornblende stark zurück, am reichsten ist jenes vom Nasenbach bei Bruneck, daran reihen sich die Nadelporphyrite. Er besitzt ähnliche Farben wie die Hornblende, zum Theil aber viel dunklere, das Kupferroth ist sehr deutlich. In den erstgenannten Gesteinen sind es dickere Blättchen, die in ihren Dimensionen gegen die grösseren Hornblenden zurückbleiben. Mit zunehmenden Mengen (Nasenbach) wachsen auch die Grössenverhältnisse und die gute Ausbildung, die im Vorkommen vom Kamme zwischen Wielenbach und Antholzer Thale ein Maximum erreicht. Hierbei sind Bildungen, wie sie die Umrisszeichnung in Fig. 10 darstellt, nicht selten. Das basale Glimmerblatt ist in der Figur schraffirt, um die Glimmersubstanz ersichtlich zu machen. Es sind theils Einschlüsse, theils tief in die Glimmerkrystalle eingewachsene Feldspathleisten, welche dieses eigenthümliche Aussehen hervorrufen. Hierbei zeigt der Glimmer eine schwarze Umrandung, an die sich eine dunkle, nach Innen zu allmälig lichter werdende Zone anschliesst.

Fig. 10.



Im Gestein derselben Localität befindet sich auch ein 1 Millimeter grosses Quarzkorn. Es zeigt eine ganz gleichmässig 0·16 Millimeter breite Randzone, in der sich Hornblendenädelchen, Glimmerschüppchen und Erzkörnchen angesiedelt haben. Es ist dieser Quarz wohl ein Einschluss und die genannte Zone als Schmelzrinde zu betrachten, eine ganz ähnliche Erscheinung kehrt bei unten zu beschreibenden Gesteinen wieder.

Im Vorkommen vom Nasenbach ist ein mittelkörniger dunkler Gneiss eingeschlossen, der auch kleine fast farblose Granate enthält. An der Contactzone gewahrt man vor Allem eine erhebliche Anreicherung von Glimmer im Porphyrit sowohl als auch im Gneiss. Der letztere ist hier sehr quarzreich, der erstere zeigt, wenigstens local, ebenfalls vermehrten Quarzgehalt. Sonstige Veränderungen am Gneiss sind nicht zu beobachten.

Das Gestein aus dem Stemmingerbach ist sehr stark zersetzt, gehört aber nach Structur und den erhaltenen Hornblenderesten ebenfalls hierher.

Quarzporphyrite.

Eine eigenthümliche Hornblende ist es auch hier wieder, welche, neben sonstiger Aehnlichkeit, hauptsächlich die Zusammengehörigkeit einer grossen Suite documentirt. Der Quarzgehalt ist meist sehr gering und bei einzelnen Gesteinen so verschwindend, dass sie ohneweiters zu Porphyriten gestellt werden könnten, wenn sie eben dort nähere Verwandte besässen. Das Gestein von Casinelle, (Gruppe 5) wollte man strenge vorgehen, müsste hierher versetzt werden. Es wurde aber vorgezogen, von scharf systematischer Theilung abzusehen um die sonst verwandten Gesteine nicht auseinanderzureissen.

Die Mehrzahl der Proben sieht so recht „andesitisch" aus und während in der vorigen Abtheilung das Grau der Grundmasse einen

mehr weniger hervortretenden Stich in's Braune besitzt, ist er hier grün. Es ist dies theils auf den dort vorhandenen Glimmer, theils auf die verschiedene Farbe der Hornblende zurückzuführen. Nebst typisch porphyrischer Ausbildung kommen auch gleichmässige vor, die zum Theil deutlich körnig, zum Theil nahezu dicht sind. In structureller Hinsicht, d. h. nach dem Grade der porphyrischen Ausbildung wären die Vorkommen in der unten folgenden Weise zu rangiren, es zeigt sich aber, dass der mikroskopische Befund dieser Reihenfolge nicht ganz entspricht.

Porphyrisch sind die Gesteine folgender Localitäten: Winnybach bei Ober-Vintl (v. A. S. 728). In dichter graugrüner Grundmasse liegen viele bis centimetergrosse weisse Feldspathe von wechselnd guter Ausbildung. Etwas kleinere Quarzkörner in geringerer Zahl. Ganz vereinzelt Hornblendesäulen. Val d'Algone[1]). Dieses Gestein sieht dem vorhergehenden sehr ähnlich, enthält weniger Quarz, hingegen sind in der Grundmasse viele kleine Hornblendesäulchen kenntlich. Westabstürze des Piano della Regina (v. A. S. 723). In einer ähnlichen Grundmasse wie bei den vorhergehenden Proben liegen weniger Feldspathe, mehr Quarzkörner und kleine Hornblendesäulen. Das Gestein von Bruneck, NO. Seite des Kuhbergl (v. A. S. 746) ist schon mehr körnig, in der grauen Grundmasse liegen sehr zahlreich kleine, wenige grössere Feldspathe, wenig Hornblende. Val Gallinera (Stache). In der dichten schwarzgrauen Grundmasse liegen sehr ungleich vertheilt kleine Feldspathkrystalle, wenige etwas grössere Quarzkörner und viele glitzernde Horblendesäulchen. Weg von Garda nach Rino (Adamellogebiet, Stache). Das Handstück zeigt grüngraue Grundmasse mit hanfkorngrossen Feldspathen und Hornblenden, etwas Pyrit. Zwischen Kaltenhaus und Lothen bei Kiens Nr. 3 (v. A. S. 744). In der grauen Grundmasse walten zahlreiche Hornblendesäulchen über wenige kleine Feldspathe weit vor. Vedretta di Lago d'Arno (im Tonalit, Stache). Ist dem vorhergehenden sehr ähnlich, die reichliche, gleichmässig vertheilte Menge spiessiger Hornblendesäulchen verleiht dem Gestein den Charakter des „Nadelporphyrit". Die Probe des Vorkommens am Südgehänge des westlichen Vorberges des Piano della Regina (v. A. S. 723) ist dem Vorgenannten sehr ähnlich, die spärlichere Hornblende lässt es aber nicht mehr recht als Nadelporphyrit erscheinen. Jenes vom Liner-Haidhof bei Mühlbach (v. A. S. 728) zeigt in der grüngrauen, hornblendereichen Grundmasse in mässiger Zahl bis centimetergrosse Quarzkörner. Da dieser Quarz, wie gezeigt werden wird, kaum dem Gesteine angehört, so dürfte dieses, wie die beiden Vorhergehenden im strengen Sinne nicht mehr zu den porphyrischen zu zählen sein, sie bilden gewissermassen Uebergänge zu den mehr

körnigen Ausbildungen, bei welchen einzelne Bestandtheile noch gut kenntlich sind, aber in ihren Dimensionen nur wenig hervortreten. So in den Proben vom Tunnel gegenüber Niederwielenbach im Pusterthale (v. A. S. 745), wo trotz weitgehender Veränderung Hornblende und Feldspath kenntlich sind. Gleiches gilt von dem Gestein

[1]) Die vorliegenden Proben wurden von Herrn Vacek nahe der Glasfabrik im Val Algone in losen Blöcken gefunden. Wahrscheinlich stammten sie vom Granitstock des Monte Sabion, wo sie unter ähnlichen Verhältnissen anstehen dürften, wie andere Porphyrite in Granit des westlich davon gelegenen Corno-alto.

aus dem Bahneinschnitte westlich von St. Lorenzen bei Bruneck (v. A. S. 744). Sie gehen in die feinkörnigen über, wo sich wohl die Zusammensetzung aus verschiedenen Mineralen, diese selbst aber nicht mehr erkennen lassen. Hierher gehören die Vorkommen in den steilen Granitgehängen oberhalb St. Sigismund im Pusterthale (v. A. S. 728), zwischen Kaltenhaus und Lothen (2. v. A. S. 744), Bruneck, Südende der Stadtanlagen (v. A. S. 746). Endlich folgt eine Reihe, die als

dicht bezeichnet werden soll. Hier und da sieht man auch noch ein Hornblendesäulchen und vereinzelt Quarzkörnchen. Sehr dunkel schwarzgrau ist die Probe vom Abstieg vom Gänsebichljoch in's Antholzer Thal (v. A. S. 742), sie nähert sich noch den feinkörnigen Ausbildungen, sie enthält viele Pyritkryställchen. Ebenfalls sehr dunkel ist jene aus dem Felderthal bei Aberstückl, im oberen Sarnthal, graugrün sind die von Untergsteier bei Meran (v. A. S. 729—730), und von der Granitwand östlich von der Mühlbacher Klause (v. A. S. 727). Ganz dicht: Altfassthal bei Mühlbach (v. A. S. 727), Pein-Vintl südlich vom Holzerhof (v. A. S. 728).

Nach dem mikroskopischen Befunde lassen sich die verschiedenen Ausbildungsweisen wohl am besten nach der Hornblende gruppiren, es ist der markantest hervortretende Gemengtheil. Die erste Abtheilung *A* sollen jene Gesteine bilden, in der die Hornblende in ziemlich gleichen Grössenverhältnissen auftritt, eine zweite *B* die, in welcher kleinere und grössere Hornblenden neben einander vorkommen und endlich eine dritte *C*, in welcher sie weit vorwiegend in sehr kleinen Individuen erscheint. Die drei Abtheilungen sind nicht strenge von einander geschieden, sondern durch Uebergänge verbunden. Nachdem so eine genaue Abgrenzung nicht stattfindet, muss sie eine willkürliche sein und war für die Zutheilung zu einer oder der anderen Gruppe das Vorwalten der angeführten Eigenthümlichkeit massgebend.

Abtheilung *A*. Hierher gehören die Vorkommen: oberhalb St. Sigismund, zwischen Kaltenhaus und Lothen (2), Abstieg vom Gänsebichljoch in's Antholzer Thal, Liner-Haidhof bei Mühlbach und Bruneck, Südende der Stadtanlagen.

Wir sehen auch hier wieder, dass körnig und dicht aussehende Varietäten diejenigen sind, bei welchen die Grundmasse aus den grössten Individuen aufgebaut wird. Es sind sehr gleichmässige Gemenge von Feldspath, Hornblende und wenig Quarz. Der Feldspath bildet Leisten, die schon im gewöhnlichen Lichte mehr weniger gut begrenzt hervortreten, Zwillingsstreifung sieht man häufig. Der spärliche Quarz füllt in kleineren Individuen hier und da den Platz zwischen Feldspathen aus.

Die hornblendereichste Varietät ist die von St. Sigismund, mit nahe 50 Procent, die ärmste jene von Bruneck. Blass bräunlichgelb — bräunlichölgrün und grünlichbraun sind bei lebhaftem Pleochroismus die Farben der Hornblenden. Da nicht durchwegs homogene Beschaffenheit herrscht, so sehen wir, in zu schildernder Weise, auch span- bis giftgrün und andere Farbennuancen, die erstgenannten sind aber für die Hornblenden aller hier zusammengefassten Quarzporphyrite die charakteristischen. Es sind vorwiegend kurz gedrängte dicke Gestalten.

Meist erscheinen nur einige Flächen scharf ausgebildet, mannigfache Verzerrungen und Verwachsungen sind die Regel, Zwillinge sind häufig. In den Gesteinen vom St. Sigismund und Kaltenhaus-Lothen (2), die einander gleich, übertreffen alle Hornblendekrystalloide jene des Feldspath an Grösse. Das Erz erscheint nur innerhalb oder seltener an der Hornblende. In den übrigen Gesteinen dieser Abtheilung treten auch schon langgezogene Säulen auf, die Gleichmässigkeit in der Grösse nimmt ab, theils sinkt sie unter die Dimensionen der Feldspathe, andererseits überschreitet sie diese erheblich. Im Zusammenhange mit letzterem ist häufig zonaler Bau zu beobachten, also genau so wie bei oben beschriebenen Quarzglimmerporphyriten. Er besteht darin, dass um einen grossen centralen Kern eine lichtgelbe, scharf absetzende schmale Schale liegt, der nach aussen mit allmäligem Uebergange eine grüne folgt, auch diese ist schmal. Der Kern ist meist ölgrün, grünlichbraun oder wolkig getrübt, ohne dass es gelänge, die Veranlassung der Trübung zu sehen. Nicht alle grösseren Hornblenden zeigen diesen zonalen Bau, die Zwillingsbildung setzt, wo sie vorkommt, ungehindert durch alle Schalen durch. Die ab und zu stattfindende Zersetzung der Hornblende liefert Chlorit und schmutzig-weisse rhomboëdrische Carbonate als Neubildungen. Strahlsteinartige Hornblende ist allenthalben zu sehen, meist sind es einzelne kleine Säulchen, die an die andere angeschlossen, seltener kleine Nester (Abstieg vom Gänsebicheljoch) wie sie auch bei den Quarzglimmerporphyriten beobachtet wurden (z. B. Val Gallinera).

Die Quarzeinsprenglinge zeigen schon makroskopisch einen eigenthümlichen Fettglanz und meist eine abgerundete Form mit einer deutlichen Zone am Aussenrand; unwillkürlich denkt man an eine Art Angeschmolzensein. Diese Beobachtungen werden in den Dünnschliffen noch vermehrt, in der unmittelbaren Nähe des Quarzes tritt eine Aenderung in der Structur und öfter auch in der Mineralführung ein. Im Gesteine vom Liner-Haidhof erscheinen massenhaft kleine, grüne, ziemlich gut ausgebildete Hornblendekryställchen, die von der Grundmasse aus radial strahlig gegen den Quarz angeordnet sind. Aehnliches kommt im Gestein aus dem Val Gallinera vor, nur sind die Hornblendeindividuen dort viel kleiner und schlechter ausgebildet. Der Quarz selbst enthält massenhaft Poren und Flüssigkeitseinschlüsse.

Fig. 11.



Im Gesteine von St. Sigismund kommen sehr grobkörnige Partien vor, sie sind hornblendearm und der Feldspath ist zersetzt, er erscheint schmutziggrau. In ihm liegen in grosser Zahl scharf umrandete schwefelgelbe Partien, wie eine in Fig. 11 dargestellt ist. Links ist dieselbe abgebrochen, der trübe Theil gegen rechts unten ist Feldspath. Die scharfen Contouren lassen in ihrem Gesammtverlauf auf kein bestimmtes Mineral schliessen, man kann sie aber nach der äusseren Begrenzung in eine Anzahl von Epidotkrystalle

zerlegen. Einzelformen dieses Minerals kommen übrigens auch vor, z. B. links oben in der Figur. Die Schnitte repräsentiren keine einheitliche Masse, sondern sind aus einer grossen Anzahl paralleler Fasern aufgebaut, wie dies gezeichnet ist. Auch dort, wo man selbe im gewöhnlichen Lichte nicht sieht, herrscht Aggregatpolarisation. Zum Theil sind die Fasern parallel, meist wohl schwach divergirend angeordnet, auch im ersten Falle kommt keine einheitliche Auslöschung zu Stande, was wohl von der vielfachen Ueberlagerung kleiner Individuen herrührt. Ich halte die Substanz für neugebildeten Epidot, der in gleicher Farbe aber verschieden struirt, fast in allen hier vereinten Gesteinen vorkommt, es wird von ihm noch mehrmals die Rede sein.

Erz kommt als Gemengtheil in diesen Gesteinen wenig in Betracht, es tritt in Körnchen oder Kryställchen in geringer Zahl auf und erweckt nur dort einiges Interesse, wenn es ausschliesslich innerhalb oder an die Hornblende angewachsen erscheint, wie dies bereits bemerkt wurde. Es ist in diesem Falle ausschliesslich Magnetit, sonst kommt auch Pyrit vor.

Apatit, wenigstens halte ich sehr kleine farblose Säulchen dafür, erscheint fast ausschliesslich in den wenigen Quarzkörnern, da aber mitunter in grosser Menge.

Von der feinkörnigen Ausbildungsweise des St. Sigismunder Gesteines wurde eine möglichst frische Partie ausgewählt, die frei von sichtbarem Quarz war und der chemischen Analyse unterzogen. Das Resultat war folgendes:

	I.	II.		Mittel
Kieselsäure	49·26 Proc.	49·36 Proc.		49·31 Proc.
Thonerde	16·94 „	16·92 „		16·93 „
Eisenoxyd	10·53 „	10·63 „		4·02 „
Eisenoxydul			5·90 Proc.	5·90 „
Kalk	9·56 Proc.	9·58 Proc.		9·57 „
Magnesia	9·15 „	9·57 „		9·36 „
Natron			2·41 „	2·41 „
Kali			0·47 „	0·47 „
Glühverlust	2·35 Proc.			2·35 „
				100·32

Die interessanteste Thatsache ist wohl die, dass bei einem so geringen Gehalt an Kieselsäure noch eine Ausscheidung von Quarz stattfand, dessen Menge allerdings gering, aber doch immer bemerkenswerth ist. Wenn man die Zusammensetzung der gesteinsbildenden, thonerdehaltigen Hornblenden betrachtet, so findet die Sache eine leichte Erklärung. Da die Zusammensetzung der Hornblende des analysirten Gesteines nicht speciell bekannt ist, soll auf jede weitere Discussion der Analyse, einen Rückschluss auf die Art und Menge des Feldspathes u. s. w., verzichtet werden.

Abtheilung *B*. Bezüglich der Abgrenzung der Abtheilungen wurde bereits oben das Nöthige gesagt; das hier erstgenannte Vorkommen bildet den Uebergang, indem die grösseren Hornblende-

individuen gegen die winzigen Säulchen in der Grundmasse stärker hervortreten. — Die Zahl der grösseren gegen die kleineren ist sehr schwankend, immer aber übertrifft die Menge der Substanz, welche in den ersteren krystallisirt, jene, die auf letztere vertheilt ist.

Hierher gehören folgende Vorkommen: Bruneck Nordostseite des Kuhbergels, Garda-Rino, Südgehänge des westlichen Vorberges des Piano della Regina, Val Gallinera, Vedretta di Lago d'Arno, zwischen Kaltenhaus und Lothen (Nr. 3), Bahneinschnitt westlich von St. Lorenzen und Tunnel gegenüber von Niederwielenbach.

Die beiden letztgenannten sind stark zersetzt, passen aber sonst in den Rahmen dieser Gruppe. Jenes von St. Lorenzen enthält auch Glimmerpseudomorphosen, wäre also eigentlich zu den Quarzglimmerporphyriten zu stellen. Das vom Tunnel ist die quarzreichste Varietät der ganzen Reihe, jene von Garda-Rino die ärmste, es enthält nur sehr wenige Körnchen. Weitaus die Mehrzahl der hier genannten Gesteine gehört den porphyrischen Varietäten an, ein geringer Theil den körnigen.

Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Feldspath (bei Garda-Rino am hornblendereichsten), der in der Regel Leisten bildet, wenn sie auch kleiner als in der vorigen Abtheilung sind. Garda-Rino und Val Gallinera machen Ausnahmen, indem hier die Individuen schon sehr klein und mehr körnig werden.

Die Hornblende des Gesteines von Garda-Rino zeigt mit dem Vorwalten der braunen Farbentöne, die eines Stiches in's Röthlichbraune nicht entbehren, eine Verwandtschaft mit der Gruppe 7 der Quarzglimmerporphyrite. Auch die Quarzarmuth weist dorthin, doch fehlt Glimmer ganz. Das hierhergestellte Gestein aus dem Val Gallinera zeigt bezüglich seiner Hornblende Beziehungen zu dem von gleicher Bezeichnung bei den Quarzglimmerporphyriten, doch sind hier die Farben weit weniger intensiv als dort. Jenes von Piano della Regina besitzt eine Hornblende, in der die braunen Töne gegen die ölgrünen vorwalten. Die Zersetzung der Hornblende ist auch hier mit der Neubildung von Chlorit und Calcit verbunden.

Die porphyrischen Feldspathe sind ausnahmslos stark verändert. Gewöhnlich ist eine schmutziggraue Trübung (Anhäufung winziger Epidotkörnchen), manchmal zeigt sich ein noch frischer schmaler Aussenrand, so in den Gesteinen von Bruneck und Val Gallinera. Vollständig umgewandelt sind sie in denen von Garda-Rino und Piano della Regina. Im ersteren sieht man meist das centrale Haufwerk von Epidotkörnern und einen Rand von Kaliglimmerschüppchen, seltener das umgekehrte Verhältniss. Letzteres ist aber im zweitgenannten Gestein häufig, oder es liegen die grösseren Epidotkörner regellos in dem immer stark vorwaltenden Muscovit. In der Probe von Garda-Rino kommen auch andere merkwürdige Pseudomorphosen vor, eine solche, die parallel mit der Längsentwickelung angeordnete Hornblende in grosser Masse enthält, eine zweite mit Epidotfüllung und dichtem Hornblendekranz.

Der porphyrische Quarz zeigt hier wieder die Hornblendeumrahmung wie oben, besonders schön im Vorkommen der Vedretta di Lago d'Arno. In jenem von Tunnel-Niederwielenbach sind Calcitkörner an die Stelle dieser Zone getreten.

Apatit ist auch da an den Quarz gebunden. Das erste Mal begegnet man hier fast farblosen Augit. Das Gestein von Bruneck enthält in unseren Präparaten einen vereinzelten, von grüner Hornblende umwachsenen Krystall. — Später wird dieser Augit häufiger. Die oben erwähnten verschiedenen Epidotbildungen sollen bei den instructivsten Ausbildungen in der nächsten Gruppe beschrieben werden, obwohl sie auch hier vorkommen.

Abtheilung *C.* Hier nimmt die Menge und Individuenzahl der Hornblende wieder rasch zu, die Dimensionen nehmen ab, so dass in einigen Varietäten schon ein filzähnliches Aussehen platzgreift. Es dominiren wieder die ölgrünen Farbentöne, die gelben treten mehr zurück. Neben den vielen kleinen, langen Hornblendesäulchen kommen in den ersteren Gliedern vereinzelt auch noch grössere vor.

Diese Abtheilung umschliesst die meisten Vorkommen, wir finden unter ihnen solche, die makroskopisch typisch porphyrisch sind und alle übrigen gehören der dichten Ausbildung an. Das Vorhandensein von Einsprenglingen ist von der Beschaffenheit der Grundmasse abhängig.

Hierher gehören die Gesteine folgender Localitäten: Winnybach bei Ober-Vintl, Val d'Algone, Westabsturz des Piano della Regina, Untergsteier bei Meran, Mühlbacher Klause, Altfassthal, Aberstückl und Pein-Vintl.

Der Feldspath der Grundmasse zeigt nur mehr selten kleinleistenförmige Ausbildung, die mehr körnige ist herrschend. Quarz spielt eine ganz untergeordnete Rolle, hingegen nimmt der Augit allmälig an Menge zu. Erze sind spärlich, Apatit verhält sich wie in den anderen Gruppen.

Das Gestein am Winnybach bildet wieder den Uebergang, neben den sehr zahlreichen kleinen Hornblendeindividuen finden sich auch grössere. Verhältnissmässig arm an Amphibol ist das aus dem Val d'Algone. Die Menge wächst rasch an, die Gesteine vom Piano della Regina, Untergsteier, Mühlbacher Klause (mehr bräunlichgelb) und Aberstückl enthalten bis zu 50 Procent und mehr in sehr gleich dimensionirten kleinen Säulen. In jenen von Altfassthal und Pein-Vintl sinken die Dimensionen weit herab, in letzteren sind es fast schon Mikrolithe. Im Gestein vom Winnybach finden sich wieder Nester grüner, in dem aus dem Val Algone solche aus, mit der übrigen gleichen Hornblende.

Die porphyrischen Feldspathe sind ganz zersetzt, nur jene des Gesteins aus dem Val d'Algone haben einen frischen Kern. Die porphyrischen Quarze zeigen auch hier ausnahmslos die Randzone, zum Theil besorgt aber statt der Hornblende der fast farblose Augit in kleinen Kryställchen (im Gesteine des Piano della Regina in Körnchenform) die Umrahmung; besonders schön im Gestein von der Mühlbacher Klause. Die kleinen Kryställchen bilden radialstrahlige Aggregate, deren Basis gegen die übrige Grundmasse liegt, während die, meist mit guter Endausbildung versehenen Spitzen der Individuen in den Quarz eingreifen. Die Säulchen zeigen Auslöschungsschiefe bis zu 43°.

In grosser Anzahl kehren in allen Vorkommen die schwefelgelben Pseudomorphosen wieder. Die strahlige Anordnung, wie oben beschrieben, sieht man nur selten und da auf Theile der Schnitte beschränkt. Meist sind es winzige, dicht gelagerte Körnchen, welche die

Pseudomorphosen zusammensetzen, ja sogar die bekannten Risse, die in den Epidotkrystallen so häufig zu sehen, treten auch in den körnigen Aggregaten auf. Ganz die gleiche Farbe, dunklere Umrandung und andere Eigenthümlichkeiten zeigen homogene Gebilde, die zufolge der optischen Orientirung Epidot sind. Körnige Pseudomorphosen sind in grosser Zahl und besonders schön im Gestein aus dem Altfassthal vertreten. Homogene Krystalloide, welche den Axenaustritt an einer Längsseite beobachten lassen, in dem vom Untergsteier. Manche Gebilde sind zum Theil homogen, zum anderen aggregirte Körnchen, dies ist mit ein Hauptgrund, sie substantiell für gleich zu halten. Schwierig ist es auf das ursprüngliche Mineral zu schliessen. In dem Gestein aus dem Altfassthale sind sie in ihrer Gesammtcontour am besten erhalten und weisen diese auf Hornblende, doch ist auch da ein sicherer Schluss nicht zulässig und können ja derartig, jetzt verwischte Formen, auch dem Feldspath angehört haben.

Wie wiederholt erwähnt, tritt der Augit in fast farblosen kleinen, mehr weniger gut ausgebildeten Krystallen auf. Meist erscheint er allein, seltener mit Hornblende verwachsen. Im Vorkommen aus dem Altfassthal machen sich bereits Individuen in ziemlicher Anzahl bemerkbar, in dem von Aberstückl wird er häufiger und erscheint endlich in jenem von Pein-Vintl [1]) in grosser Menge und bildet so den Uebergang zu der nächstfolgenden kleinen Gruppe, welche schon als Diabasporphyrite bezeichnet werden soll. Im letztgenannten Vorkommen ist die Hornblende sehr klein und wenn die Augitkrystalle auch Längen von $^1/_2$ Millimeter kaum überschreiten, so sind sie gegen die Hornblende gross.

Der Augit tritt in der Contactzone gegen den Granit reichlicher auf bei sonst zunehmender Feinheit des Kornes, wie denn überhaupt die Korngrösse auch hier wieder mit der Mächtigkeit der Gänge zu- und abnimmt. Gesteine, die in der Hauptmasse keinen Augit führen, zeigen reichliche Mengen gegen die Contactzone, so das Vorkommen vom Liner-Haidhof. Es tritt auch dann um den porphyrischen Quarz statt des Hornblende- ein Augitkranz auf. Die Nachbarschaft der sauren Granite ist demnach der Augitbildung augenscheinlich günstig. Das eigenthümliche Aussehen der porphyrischen Quarze, die constant wiederkehrende Umkränzung, die auch häufig aus Augit besteht, begründen die Annahme, als seien diese Quarze wirkliche Einschlüsse. Vielleicht die Reste von Granit- oder Gneisstrümmern, die im übrigen in dem Magma aufgelöst wurden.

Die Nähe der Granite hat bei den schmäleren Gängen gegen die Contactzone auch structurelle Eigenthümlichkeiten, vorwiegend schlierige Beschaffenheit im Gefolge. Die letztere wird durch ungleiche Mengenverhältnisse von Hornblende und Feldspath hervorgerufen. Hierbei erhält die Hornblende auch orientirte Lagerungen, so dass man in einem Theil des Präparates nur Querschnitte, in einem anderen nur Längsschnitte sieht (Aberstückl).

---

[1]) Gesteine mit irgend welcher Basis, die in allen hier beschriebenen Proben ausnahmlos fehlt, und einem rhombischen Pyroxen liegen mir von dieser Localität nicht vor. Rosenbusch erwähnt solcher in seiner Physiographie, Bd. II, pag. 385, in Verbindung mit Klausener Diabasporphyriten. Ob da eine Localitätsverwechslung vorliegt, entzieht sich natürlich meiner Beurtheilung, ich möchte mir aber erlauben, auf die Möglichkeit einer solchen aufmerksam zu machen.

Diabasporphyrite.

Die hierher gestellten Gesteine sind eigentlich nichts anderes als der augitreiche Glieder der Quarzporphyrite. Da aber der Augitgehalt den Hornblende gleichkommt oder übertrifft, so sollen diese abgetrennt werden.

Es sind Proben aus den Gängen im Granit oberhalb Kiens im Pusterthal (v. A. S. 729) und eine eines Ganges zwischen Kaltenhaus und Lothen (Nr. 1) (v. A. S. 744), beide sind nahezu dicht ausgebildet und haben grünlichgraue Farbe. In den letztgenannten liegen in ziemlicher Anzahl porphyrische Quarze. Es sind Krystalle mit abgerundeten Kanten, wie es scheint auch Bruchstücke solcher und Körner. Das erstere enthält ebenfalls vereinzelt kleine Körner, beide zeigen unter dem Mikroskop in ausgezeichneter Weise den Augitkranz, welchen man auch schon mit der Loupe an, im Gestein liegenden Quarzen sehen kann.

Das Kienser Gestein würde seiner Ausbildung nach zur Abtheilung *A* gehören, das Kaltenhaus-Lothener zu den Uebergangsgliedern zwischen *A* und *B*. In ersteren betheiligt sich der Augit in lang säulenförmigen Individuen an der Zusammensetzung der Grundmasse, ausserdem erscheinen viele grössere kurz gedrängte Formen. Die Farbe ist sehr licht grünlich bis lichtgelb, die kleineren sind fast farblos. Verwachsungen mit Hornblende sind nicht häufig. Während in der einen Probe Augit und Hornblende sich die Waage halten, überwiegt erstere in einer zweiten stark, der Feldspath tritt ebenfalls zurück, Erz (Magnetit) erscheint reichlicher. Die grösseren Feldspathe sind vollkommen umgewandelt, als Neubildung erscheint fast nur Kaliglimmer in grösseren Blättchen. Im Gestein von Kaltenhaus-Lothen bildet der Augit seltener grosse, regellos umrandete Individuen, in denen Hornblendesäulen, welche wie die sonst in der Grundmasse liegenden beschaffen sind, eingeschlossen werden; meist treten kleinere langgezogene Individuen zu Stöcken zusammen. Der Gehalt an Hornblende ist gross und fast kein Erz vorhanden.

Anhang.

Diabas aus dem Felderthal.

Das von Herrn F. Teller beim Abstieg durch das Felderthal nach Aberstückl gesammelte Gestein (v. A. S. 730) besitzt scheinbar eine graulichgrüne Grundmasse, in der bis $1^1/_2$ Centimeter lange Feldspathe in schmalen Krystallen liegen. Auch viele kleinere körnige Individuen sind vorhanden, alle matt weiss, stark verändert. Nebstdem einzelne Pyritkörner.

Unter dem Mikroskop löst sich die Structur in eine mittelkörnige auf, zusammengesetzt ist das Gestein aus nun verändertem Feldspath (Glimmer und Epidotneubildungen) und Augit. Quarz und vereinzelte Biotitpseudomorphosen, Hornblende und Titaneisen spielen eine untergeordnete Rolle. Der vorhandene Quarz ist reich an verhältnissmässig grossen Einschlüssen von Apatitsäulen, welch' letztere auch sonst im Gestein vorkommen und schöne sechsseitige Querschnitte liefern. Die grüne bis gelbgrüne Hornblende ist ganz untergeordnet, ein Theil zeigt strahlsteinartigen Habitus, solche ist ab und zu mit Augit parallel verwachsen. Das Titaneisen ist an seinen Verwitterungsproducten als solches kenntlich.

Zusammenstellung.

Zur Erleichterung der Uebersicht sollen hier die beschriebenen Gesteine zusammengestellt und die charakteristischen Eigenthümlichkeiten in wenig Worten den einzelnen Abtheilungen beigefügt werden.

Quarzglimmerporphyrite.

1. Porphyrite der „Tonalit" genannten Quarzglimmerdiorite: Val Daone ober Malga Stabolon, hinteres St. Valentinothal, Ultenthal.

Die beiden letzteren bilden den Uebergang zu der nächsten Gruppe.

2. Biotit, der nach der c-Axe säulenförmig ausgebildet ist, tritt in den körnig aussehenden Gesteinen häufig auf. Sie sind granatführend. Gänge, welche bei dem Gehöfte Oblasser am linken und an der Ausmündung des Grossbaches und Michelbaches nordwestlich von St. Johann am rechten Iselthalgehänge im Glimmerschiefer aufsetzen.

3. Aehnlich wie 2; die Vorkommen sind porphyrisch ausgebildet, im grösseren Theile fehlt Granat. Sowie bei 2 ist die Hornblende reich an grossen Einschlüssen. Viele kleine Glimmerfetzchen sind für die Grundmasse charakteristisch. Die Feldspathe zeigen ausgezeichneten schaligen Bau. Schuttkegel von Schlaiten (Uebergang von 2 zu 3), Oblasser bei Huben, Mühlbach-Thal, Ostgehänge nördlich vom Zinsnock, Kamm zwischen Wielenbach und Tesselberger Thal (hart an der Waldgrenze), Val Gallinera, Plöse-Wand in Defereggen (in losen Blöcken).

4. Gesteine, die dem aus dem Val Gallinera ähnlich sind, sich aber durch grossen Reichthum von nicht allzu kleinen Epidotkörnern auszeichnen. Südseite der Grubscharte bei Taufers, Abstürze des Magensteines in das Antholzer Thal, Südgehänge des Mittenock, Abstieg nach Terenten (Mazulthal).

5. Ausgezeichnet durch die gut ausgebildeten Feldspathe in der Grundmasse, eigenthümliche einschlussreiche und zonal gebaute Hornblende, Quarzarmuth und primären Epidot: Corno-alto, Westseite des Joches zwischen Lago di Garzone und Lago di Vacarsa, Pallobiathal, Lago di Vacarsa westlich von Caderzone. Enge verwandt mit dieser Gruppe ist der Quarzporphyrit von Casinelle ober Malga Bissino (zwischen Val Saviore und Val die fumo).

6. Aeusserst quarzarme Gesteine, in denen der Glimmer nur in engster Beziehung mit der Hornblende auftritt. Die Hornblende ist strahlsteinartig. Val Moja bei Edolo, Monte Doja, Val Bondol und Malga Magasone im Arnothale. Südseite des Gipfels des Piano della Regina.

7. Aeusserst quarzarme Gesteine, in denen der Glimmer, trotzdem er das makroskopisch allein hervortretende Mineral ist, dennoch eine untergeordnete Rolle spielt. Die Feldspathe der Grundmasse sind ziemlich gut ausgebildet, ähneln so jenem der Abtheilung 5. Die Hornblende ist sehr licht gelbbraun bis röthlichbraun mit einem Stich in's Kupferroth, sie ist der wichtigste Gemengtheil. Aufstieg vom Defereggenthale bei Feld zum Mulitzthörl, Lüsenhorn im Westen

des Mulitzthörl, Nasenbach bei Bruneck, Kamm zwischen Wielenbach und Antholzer Thal, Thalsohle des Defereggenbaches. Stemmingerbach (stark zersetzt).

Quarzporphyrite.

Bei theils porphyrischer, theils körniger bis dichter Structur zeigen die, sich in ihrer Zusammensetzung nahestehenden Gesteine bei den Einzelvorkommen die Hauptunterschiede in den Grössenverhältnissen der Hornblende. Diese ist in der Mehrzahl der Proben von gleicher Farbe, bei einzelnen finden unbedeutende Abweichungen statt. Sie sind quarzarm, die porphyrischen Quarze zeigen einen Kranz von Hornblende oder Augit. Accessorisch tritt Augit auf, der sich allmälig so anreichert, dass Diabasporphyrite entstehen.

Nach den Grössenverhältnissen und der Vertheilung der Hornblende lassen sich drei Abtheilungen unterscheiden:

A. Bei körniger Structur besitzen die Hornblenden unter sich gleichmässige Grösse. Hierher gehören: Gänge oberhalb St. Sigismund im Pusterthal, zwischen Kaltenhaus und Lothen (Nr. 2), Abstieg vom Gänsebicheljoch in das Antholzerthal, Liner-Haidhof bei Mühlbach und Bruneck, Südende der Stadtanlagen.

B. Kleinere und grössere Hornblenden kommen nebeneinander vor. Das Gestein von Bruneck, Nordseite des Kuhbergels, bildet den Uebergang von *A* zu *B*, ferner reihen sich an: Garda-Rino, Südgehänge des westlichen Vorberges des Piano della Regina, Val Gallinera, Vedretta di Lago d'Arno, zwischen Kaltenhaus und Lothen (Nr. 3), Bahneinschnitt westlich von St. Lorenzen und Tunnel gegenüber von Niederwielenbach.

C. Weitaus vorwiegend sind sehr kleine Hornblendeindividuen. Das Gestein von Winnybach bei Ober-Vintl bildet wieder den Uebergang, daran reihen sich: Val Algone, Westabsturz des Piano della Regina, Untergsteier bei Meran, Mühlbacher Klause, Aberstückl im oberen Sarnthal, Altfassthal, Pein-Vintl.

In den drei letztgenannten erscheint Augit immer häufiger und es entstehen die

Diabasporphyrite.

Im Gestein des Ganges Nr. 1 zwischen Kaltenhaus und Lothen schwankt local das Verhältniss zwischen Augit und Hornblende, bald überwiegt das eine oder andere Mineral. In dem aus den Gängen im Granit oberhalb Kiens im Pusterthale waltet Augit meist stark vor.

Diabas.

Abstieg durch das Felderthal nach Aberstückl.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Tafel-Erklärung.

Tafel VIII.

Fig. 1. *Trachyceras cf. recubariense Mojs.* Kittabdruck. Kleineres Exemplar, *a* in natürlicher Grösse, *b* in doppelter Grösse.

Fig. 2. *Trachyceras cf. recubariense Mojs.* Kittabdruck. Grösseres Exemplar, in natürlichen Dimensionen.

Fig. 3. *Avicula cislonensis Polifka nov. form.* Steinkern. *a* in natürlicher, *b* in doppelter Grösse.

Fig. 4. *Avicula cislonensis Polifka;* Kittabdruck. Kleineres Exemplar in natürlicher Grösse.

Fig. 5. *Cassianella cislonensis Polifka, nov. form.* Steinkern in natürlicher Grösse; *a* Rückenansicht, *b* Seitenansicht.

Fig. 6. *Corbula nucleiformis Polifka.* Kittabdruck in natürlicher Grösse. *a* Flächenansicht, *b* Seitenansicht.

Fig. 7. *Lima cislonensis Polifka, nov. form.* Steinkern in natürlicher Grösse.

Fig. 8. *Megalodon sp.?* Steinkern in natürlicher Grösse, *a* von vorn, *b* von der Seite.

Fig. 9. *Mytilus cf. vomer Stopp.*, Steinkern in natürlicher Grösse.

Fig. 10. *Pecten cf. subalternans d'Orb.*, *a* Steinkern eines grösseren, *b* Kittabdruck eines kleineren Exemplares in natürlicher Grösse.

Fig. 11. *Pecten cislonensis Polifka, a* Steinkern in natürlicher Grösse, *b* Schalenfragment mit Sculptur.

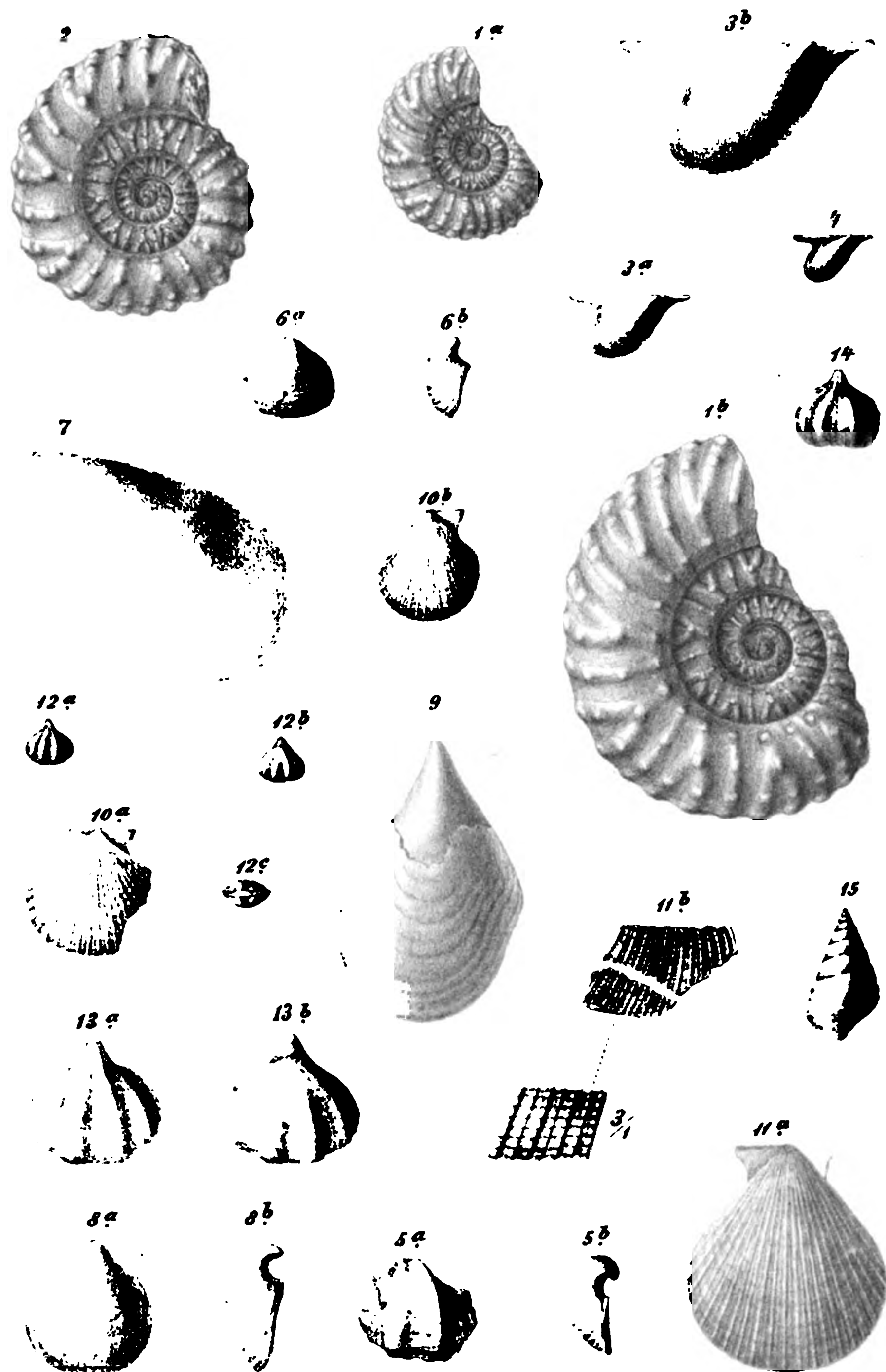
Fig. 12. *Rhynchonella tetractis Loretz;* Steinkern in natürlicher Grösse, *a* die Bauchklappe, *b* von der Rückenklappe, *c* von vorne.

Fig. 13. Dasselbe Exemplar dreimal vergrössert; *a* grosse Klappe, *b* von der kleinen Klappe.

Fig. 14. *Rhynchonella quadriplecta Mstr.;* Bauchklappe in doppelter Grösse.

Fig. 15. *Chemnitzia trochiformis Klipst.*, Kittabdruck in natürlicher Grösse.

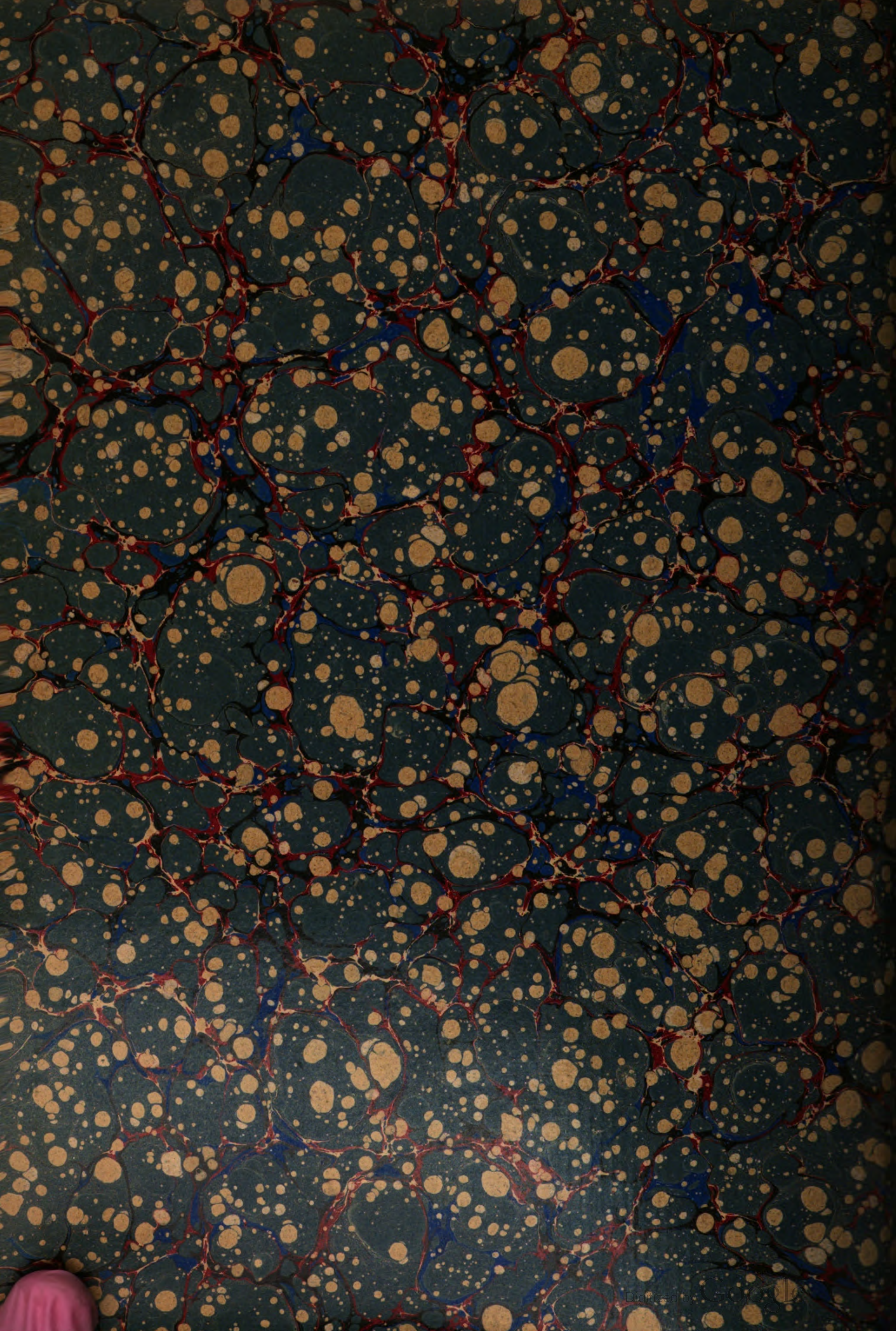
Die Original-Exemplare befinden sich im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt.

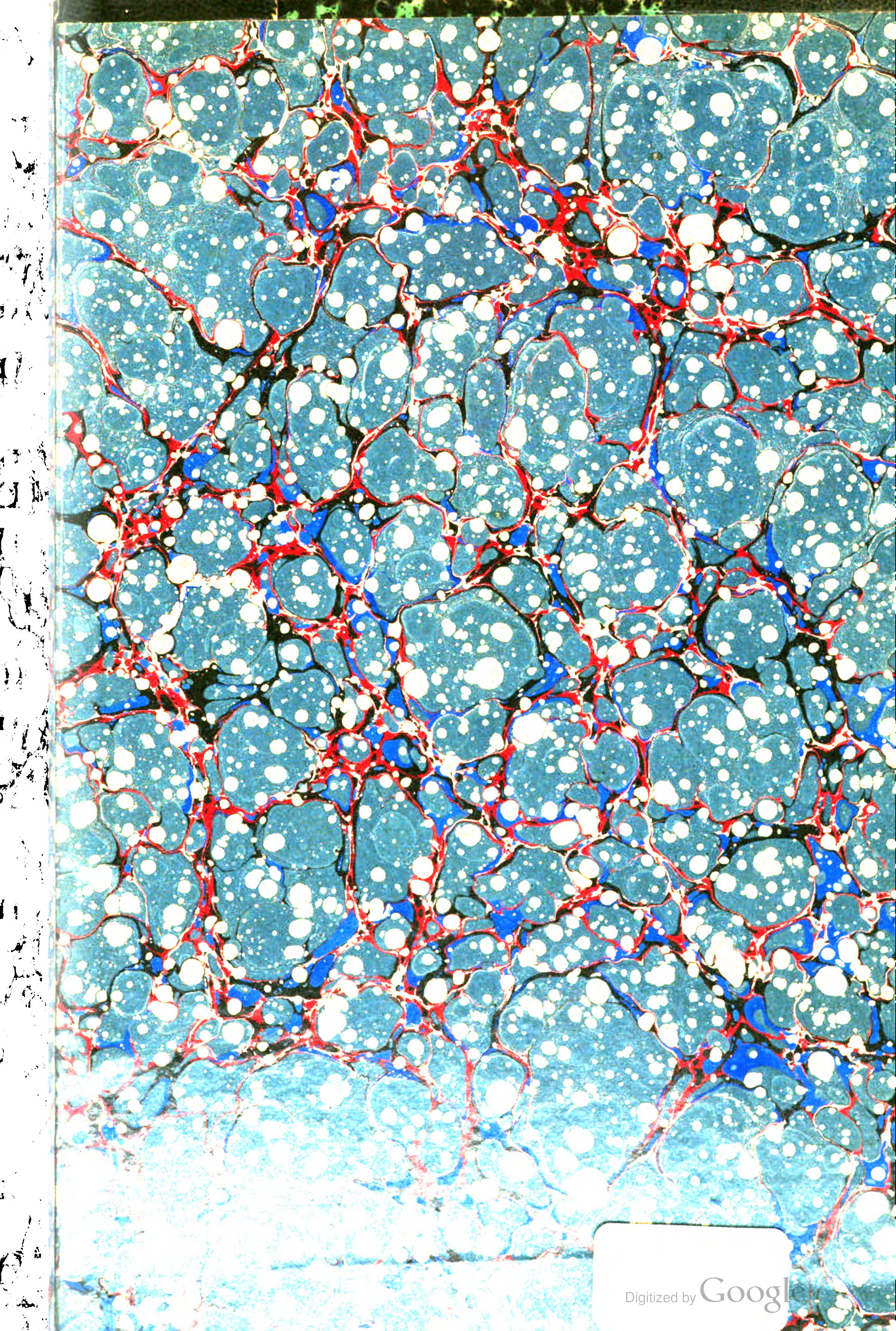


Rud. Schön. nach d. Nat. gez. u. lith. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXVI 1886.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien






3 2044 102 9